БИБЛИОТЕКА ПОЛЯРНИКА

А. БУРКЕ

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВСЕВМОРПУТИ

БИБЛИОТЕКА ПОЛЯРНИКА

А. БУРКЕ

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЛАВСЕВМОРПУТИ
ЛЕНИНГРАД·1940·МОСКВА

Подготовка DjVu, оглавления, OCR
http://BOOK.Anabar.RU

12 января 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

У нас немало опытных ледовых капитанов. Многие из них пользуются заслуженной известностью; но только очень немногие, соединяя в себе опыт моряка с чертами исследователя, берут в руки перо и передают свои знания другим, закрепляя их на страницах статей и книг. К этим немногим принадлежит и автор книги „Морские льды" — капитан А. К. Бурке.

Глазами ледового капитана смотрел он в долгие годы своих плаваний на лед наших северных и полярных морей, наблюдал, подмечал его характерные черты, не раз освещал их в своих статьях и, наконец, как бы подводя некоторые итоги, систематизировал и изложил свой опыт и свои мысли. В этом громадная ценность книги, в этом и ее особенность. Нужно ли говорить, что моряк-судоводитель, при плавании во льдах иногда по суткам не покидающий мостика, иначе и живее воспринимает лед, чем многие из ученых и исследователей; он сильнее „чувствует" удары льда о корпус своего судна; он полнее (хотя, быть может, и своеобразнее) знает жизнь льдов и те бесчисленные различия их свойств и особенностей, которые они скрывают под однообразным или малоотличным внешним видом. Вот почему фиксация подобного опыта чрезвычайно ценна. Подходить к этой книге надо именно с такой меркой, не требуя от автора непременно исчерпывающей полноты или щепетильно-строгой научности в освещении затрагиваемых им вопросов.

Нет сомнений в том, что книга А. К. Бурке принесет большую пользу двум категориям читателей. Молодым морякам, будущим ледовым капитанам, она в простой, научно-популярной форме передаст и основные сведения о

свойствах морских льдов, и общие представления об их развитии, исчезновении, движении и формах. Исследователям и, в частности, специалистам по льдам эта книга даст много импульсов для дальнейшей работы, приобщив их к долголетнему опыту ледового капитана и показав им, что̀ именно, какие свойства и особенности морских льдов привлекали к себе его внимание. Наконец, содержащиеся в книге во многих местах интересные наблюдения, эксперименты и выводы автора имеют и сами по себе безусловную научную ценность.

В редакционной работе над рукописью принял участие А. Ф. Лактионов.

В. Тимонов

ОТ АВТОРА

Развитие коммерческой эксплоатации Северного морского пути увеличивает с каждым днем количество людей, занятых на отдельных участках работы в Арктике.

Однако далеко не все полярные работники имеют ясное представление о плавании во льдах арктических морей. У нас издан ряд работ о льдах, но многие из них являются строго научными и поэтому мало доступными рядовому читателю. Кроме того, работы эти не систематизированы и не представляют законченного труда.

Вначале автор ставил своей целью создать книгу „Морские льды и ледокольное дело", в которой вкратце излагалось бы все, что надо знать советскому полярнику об условиях плавания во льдах. Но, к сожалению, полностью осуществить свой замысел автору не удалось.

Предлагаемый труд „Морские льды" является лишь частью задуманной работы и представляет собой главным образом сводку взглядов и выводов автора, основанных на его личных наблюдениях и сложившихся в течение многих лет плавания во льдах. Однако в целях обеспечения книге необходимой полноты автор стремился систематизировать в ней также и наиболее существенные общие данные о морских льдах, почерпнутые из литературных источников.

Автор выражает глубокую признательность В. В. Тимонову, взявшему на себя не только редактирование книги, но также большой труд по обработке всей рукописи.

I. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЬДА В МОРЕ

Процесс образования льда в морской воде отличается от образования льда в пресных водах главным образом благодаря наличию в морской воде солей. В то время как пресная вода становится наиболее плотной при 4° С, а замерзает при 0°, температура наибольшей плотности морской воды ($\Theta°$) и температура ее замерзания ($\tau°$) значительно изменяются в зависимости от солености морской воды ($S‰$).

Эта зависимость ясна из помещенной ниже таблицы, заимствованной из „Океанографии" Ю. М. Шокальского.

Таблица 1

Зависимость температур замерзания и наибольшей плотности воды от ее солености

Соленость в ‰ [1]	Температура замерзания	Температура наибольшей плотности
0	0°	3°,98
5	— 0 ,3	2 ,9
10	— 0 ,5	1 ,9
15	— 0 ,8	0 ,8
20	— 1 ,1	— 0 ,3
24,695	— 1 ,332	— 1 ,332
25	— 1 ,35	(— 1 ,4)
30	— 1 ,6	(— 2 ,5)
35	— 1 ,9	(— 3 ,5)
40	— 2 ,2	(— 4 ,5)

Рассматривая эту таблицу, видим, что по мере увеличения солености температура замерзания понижается,

[1] Соленость морской воды принято выражать не в процентах, а в промилле, т. е. указывать, сколько весовых частей соли содержится в одной тысяче таких же частей воды. Промилле обозначаются знаком ‰.

достигая при 35‰ —1°,9, а при 40‰ уже —2°,2. Температура наибольшей плотности воды с увеличением солености тоже понижается, но гораздо быстрее, и уже при солености в 24,695 или, округляя, 24,7‰ уравнивается с температурой замерзания. В таблице 1 нарочно выделена эта соленость, при которой τ° и Θ° имеют одинаковые значения и равняются —1°,332. Для большей наглядности таблица 1 изображена и в виде графика (рис. 1). На этом графике видно, что линия температур наибольшей плотности (Θ°) наклонена к горизонтальной оси значительно круче линии

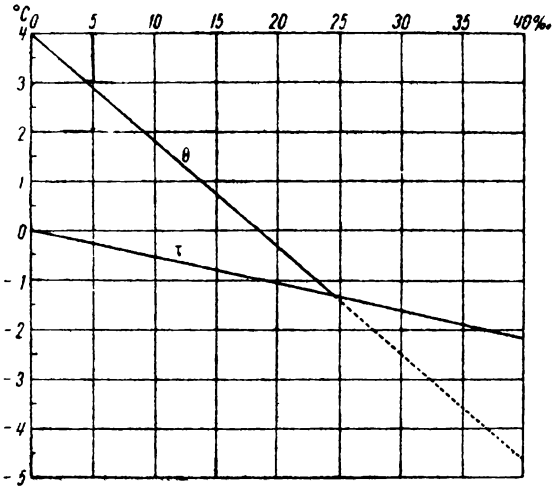

Рис. 1. Зависимость температуры замерзания морской воды (τ°) и температуры ее наибольшей плотности (Θ°) от солености.

температур замерзания (τ°); обе линии пересекаются в точке, соответствующей солености 24,7‰.[1]

Плотность воды играет при ее замерзании значительную роль. Для лучшего уяснения всего хода замерзания разберем вопрос несколько подробнее. Рассмотрим сначала ледообразование в пресной воде.

Охлаждение всякого водоема происходит главным образом с поверхности; при этом верхние частицы воды, охлаждаясь, становятся плотнее и, следовательно, тяжелее,

[1] Температуры наибольшей плотности воды, соленость которой больше 24,7‰, показаны в таблице в скобках, а на рис. 1—пунктиром по причине того, что в природе вода не может охладиться до этих температур, так как она до этого достигнет температуры замерзания и превратится в лед. *(Прим. ред.)*

и начинают опускаться в толщу воды, пропуская взамен себя к поверхности более теплые и более легкие частицы. Возникает, таким образом, вертикальная циркуляция воды, называемая конвекцией. Конвекция в пресных водоемах продолжается лишь до тех пор, пока вся толща воды от поверхности до дна не охладится до 4°, после чего перемещение частиц воды прекращается. При дальнейшем понижении температуры воды ниже 4° плотность воды уже не увеличивается, а, наоборот, уменьшается; следовательно, верхние слои делаются легче нижележащих и стремятся оставаться на поверхности.

Как только температура поверхности упадет ниже 0°, на поверхности воды начинает появляться лед. Лед на поверхности пресной воды образуется в виде острых тонких стрел или игл, распространяясь преимущественно от береговой черты к средней части водоема. Вслед за появлением первых стрелок ледяных кристаллов образуется и тонкая ледяная корка, прозрачная в начале и приобретающая впоследствии с увеличением толщины некоторые оттенки. Пресноводный лед уже в виде тоненькой пленки, т. е. с самого начала своего образования, довольно тверд, напоминает стекло и имеет преимущественно гладкие поверхности.

Образование льда в морской воде происходит иначе. Рассмотрим сначала воды, соленость которых ниже 24,7‰, т. е. так называемые солоноватые воды. Казалось бы, что образование льда в таких водах должно происходить так же, как и в пресной воде, потому что при охлаждении солоноватых вод температура наибольшей плотности наступает раньше температуры замерзания. Однако в действительности сходство здесь неполное. Общность между пресной и солоноватой водой существует лишь в том, что конвекция в тех и других водах прекращается до момента наступления ледообразования; но как только в воде даже с самой незначительной соленостью появились первые ледяные кристаллы, общность явлений нарушается. Происходит это потому, что кристаллы льда, образующегося из соленой воды, не содержат в себе солей, так как соли при образовании льда переходят в окружающую воду, повышая тем самым ее соленость, а следовательно и плотность. Возникающая таким образом благодаря осолонению новая конвекция замедляет замерзание в силу замещения поверхностных частиц воды частицами с более высокой температурой из нижележащего слоя.

Отметим далее, что кристаллы в соленой воде в начале своего образования плавают на поверхности воды отдельно

и не так быстро соединяются вместе в ледяную корку, как это происходит в пресной воде. Смерзание ледяных кристаллов задерживается несколько увеличившейся соленостью воды, так как для замерзания этой более соленой воды нужна более низкая температура, чем требовалась для появления первых ледяных кристаллов. Следовательно, если только охлаждение не идет очень интенсивно, то понадобится некоторое время для достижения температуры, позволяющей образоваться в более соленой воде следующей серии ледяных кристаллов. Это вторичное появление ледяных кристаллов в свою очередь увеличивает соленость окружающей их воды, что снова требует дальнейшего понижения температуры до новой температуры замерзания, а следовательно и некоторого промежутка времени. Таким образом, появление льда в морской воде происходит этапами. [1]

Основным отличием процессов охлаждения воды и образования льда в собственно-морских соленых водах, т. е. в водах с соленостью больше $24{,}7^0/_{00}$, от тех же процессов в пресных и солоноватых водах является то обстоятельство, что температура наибольшей плотности соленых вод ниже, чем температура их замерзания. По этой причине охлаждение поверхностных частиц воды вплоть до температуры замерзания будет вызывать конвекцию, и ледообразование, как правило, сможет начаться только после того, как весь доступный конвекции слой достигнет температуры замерзания воды данной солености. При дальнейшем охлаждении конвекция будет продолжаться, и благодаря этому образование ледяных кристаллов будет происходить не только на поверхности, но и во всем слое конвекции. Процесс образования кристаллов, как и в предыдущем случае, будет протекать этапами.

Ледяные кристаллы, образовавшиеся в толще слоя конвекции, благодаря своему меньшему удельному весу всплывают на поверхность и остаются на плаву с погружением примерно $^8/_9$ своего объема. По мере продолжения охлаждения слой образовавшихся на поверхности воды и всплывших ледяных кристаллов становится гуще и толще и начинает смерзаться.

По мере смерзания кристаллов и их скоплений в ледяной покров морская вода, заполняющая промежутки между кристаллами, частично разобщается от остальной водной

[1] Надо, впрочем, иметь в виду, что описанное замедление смерзания кристаллов будет проявляться заметно только в тех случаях, когда очень неглубоко под поверхностью располагается скачок солености, т. е. когда осолонение происходит лишь в тонком слое воды. *(Прим. ред.)*

массы и остается, таким образом, в виде включений во льду. Благодаря продолжающемуся при росте кристаллов выделению солей соленость этой оставшейся во льду воды резко возрастает до стадии рассола. В дальнейшем часть рассола выжимается на поверхность, часть остается в ячейках или полостях во льду, часть стекает в нижние слои льда. Подробнее это явление будет рассмотрено в разделе, посвященном свойствам морского льда.

В связи с описанными отличиями в процессе образования морского льда первоначальные его виды отличаются от молодого пресноводного льда следующими особенностями: 1) в первой стадии образования лед состоит из скоплений отдельно плавающих ледяных кристаллов; 2) вторая стадия характеризуется появлением новообразовавшейся корки льда. Эта корка не представляет собой твердого стеклообразного льда, а является очень рыхлой, эластичной ледообразной массой, легко распадающейся и свободно изгибающейся без излома при небольших волнообразных колебаниях воды; 3) морской лед благодаря наличию рассола между ледяными кристаллами — соленый.

Описанная картина замерзания морской воды имеет место при условии спокойного состояния моря. При наличии же волнения или сильных течений условия замерзания несколько изменяются: происходит перемешивание воды, и это может вначале несколько задерживать появление льда, но затем способствует его быстрейшему росту благодаря большему охлаждению толстых слоев воды.

При выпадении снега во время замерзания воды получается опреснение поверхностного слоя воды, что способствует замерзанию.

II. СВОЙСТВА И ОСОБЕННОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА

Соленость льда

Мы уже знаем, что морской лед сохраняет в себе часть солей, содержавшихся в воде, из которой лед образовался. Теперь рассмотрим условия, от которых зависит количество солей во льду, и выясним, отчего происходят изменения этого количества.

Содержание солей в морском льду меняется часто, почти беспрерывно, от различных причин.

В начале замерзания морской воды, как указывалось выше, ледяные кристаллы, накапливающиеся под поверхностью воды беспорядочной массой, смерзаясь, захватывают некоторое количество рассола, который при дальнейшем замерзании, т. е. в начале образования ледяной корки, частично выдавливается на поверхность льда. Если замерзание происходит при весьма низких температурах, то рассол, замерзая на поверхности льда, выделяет сухие кристаллы соли, располагающиеся в виде пучков или кустиков на льду (рис. 2). Наличие соли на поверхности морского льда делает скольжение саней по льду невозможным.

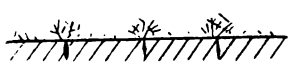

Рис. 2. Соль на поверхности льда.

При образовании молодого льда наибольшее количество солей остается именно в верхнем слое, где ледяные кристаллы накапливались в виде беспорядочного слоя до смерзания их в ледяную корку. При дальнейшем нарастании льда, идущем уже от нижней его поверхности, новообразующиеся ледяные кристаллы нарастают в виде игл, направленных по преимуществу вертикально вниз. В соответствии с этим количество рассола, остающегося во льду, в нижних его слоях уже несколько меньше, чем в верхних, так как больше рассола успевает стекать вниз (рис. 3).

Шведский ученый Ф. Мальмгрен,[1] производивший исследования солености морского льда, приводит следующие цифры:

Таблица 2

Вертикальное распределение солености в образце, извлеченном из ледяного покрова

Расстояние от поверхности льда в см .	0	6	13	25	45	82	95
Соленость в ‰	6,74	5,28	5,31	3,84	4,37	3,48	3,17

Эти определения были произведены на корабле „Мод„ во время дрейфа в Северном Ледовитом океане в 1924/25 г. Лед начал образовываться в ноябре 1924 г., а соленость была определена в апреле 1925 г. Ф. Мальмгрен приводит также определения другого полярного исследователя — К. Вейпрехта. Последний во время известного плавания на

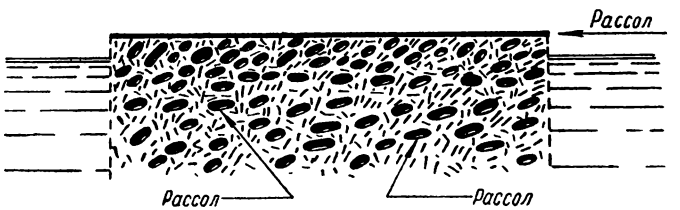

Рис. 3. Примерная схема распределения рассола во льду при замерзании.

судне „Тегеттгоф“ исследовал лед, образовавшийся при 33° мороза, через 60 часов с начала его образования; соленость первых сверху 5 см льда оказалась равной 25‰, следующих 9 см — 13‰ и последних 5 см — 12‰. На основании ряда подобных определений удалось установить, что количество солей во льду зависит: во-первых, от интенсивности хода замерзания — чем быстрее идет ледообразование, тем больше солей остается во льду; во-вторых, от возраста льда — рассол постепенно просачивается из полостей во льду в воду, и потому чем старше лед, тем меньше остается в нем солей, и, в-третьих, от толщины льда — чем лед толще, тем меньше солей будет он содержать, в особенности в нижней своей части. Последнее обстоятельство есть отчасти следствие первого, так как с ростом толщины льда процесс замерзания замедляется, что и способствует уменьшению количества остающихся во льду солей.

[1] Финн Мальмгрен, О свойствах морского льда, Л., 1930.

Содержание соли во льдинах, нагроможденных благодаря торосообразованию над поверхностью льда или в отдельных ропаках, падает довольно быстро; годовалые верхние льдины оказываются почти пресными еще до начала таяния.

Изменения содержания солей в морском льду происходят и вследствие таяния, и притом в различных видах льда по-разному. Здесь большую роль играет снежный покров, дающий при таянии пресную воду. Различия же зависят, в частности, от того, тает ли сплошной ледяной покров или отдельные куски пловучего льда. Подробнее эти явления будут рассмотрены в разделе, посвященном таянию льда.

Плотность льда

Общеизвестно, что вода при замерзании расширяется. Объем пресноводного льда превышает объем воды, из которой он образовался, примерно на 9%. Плотность льда, образовавшегося из пресной воды и не содержащего пузырьков воздуха, составляет приблизительно 0,92. Соответственно этому бо́льшая часть льдины при плавании погружена в воду и лишь небольшая доля возвышается над уровнем воды.

Плотность морского льда далеко не представляет собой постоянной величины и может заметно варьировать в зависимости от солености льда и, в особенности, от его пористости. Чаще всего плотность морского льда меняется в пределах от 0,80 до 0,90. Плотность айсбергов бывает и значительно меньше — по Смиту до 0,6. Соответственно плотности меняется и „осадка", или углубление льдин, зависящее, впрочем, также от плотности воды, в которой лед плавает, и от формы льдин.

Профессор Н. Н. Зубов[1] приводит таблицу, дающую отношение углубления подводной части льдины к высоте ее надводной части при разных плотностях воды и льда. Эта таблица вычислена для льдин с горизонтальными поверхностями и вертикальными стенками. Приводим эту таблицу ниже.

Морской лед характеризуют по преимуществу две последние строки приведенной таблицы — и то за исключением первого столбца, относящегося к пресной воде. Таким образом, можно считать, что обычно объем подводной части льдин в море превышает объем надводной их части в 5—8 раз. То же относится и к осадке льдин, если только

[1] Проф. Н. Н. Зубов, Морские воды и льды, М., 1938.

Таблица 3

Плотность льда	Плотность воды			
	1,00	1,01	1,02	1,03
0 60	1,5	1,5	1,4	1,4
0,65	1,9	1,8	1,8	1,7
0,70	2,3	2,3	2,2	2,1
0,75	3,0	2,9	2,8	2,7
0,80	4.0	3,8	3,6	3,5
0,85	5,7	5,3	5,0	4,7
0,90	9,0	8,2	7,5	7,0

они не слишком отступают от той правильной формы, для которой вычислена таблица.

Чтобы нагляднее показать, как обманчиво может быть суждение о толщине льда по его надводной части, на

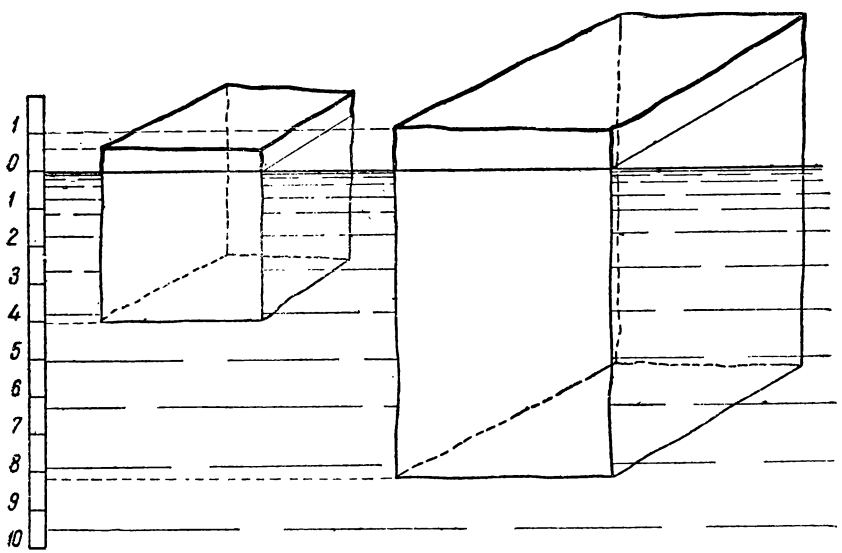

Рис. 4. Погруженность льдин плотностью 0,90 в воде плотностью 1,01.

рис. 4 изображены в масштабе два куска льда плотностью 0,90, плавающие в воде соленостью около 15‰ (плотность 1,01).

Рассмотрим теперь некоторые данные о зависимости плотности льда от его солености и от содержания в нем пузырьков воздуха. Воспользуемся для этого выдержкой

из соответствующей таблицы, приводимой в той же книге проф. Н. Н. Зубова.

Таблица 4

Содержание воздуха в %	Соленость льда					
	0	5	10	15	20	25
0	0,918	0,922	0,925	0,930	0,934	0,938
4	0,881	0,885	0,889	0,893	0,897	0,901
9	0,835	0,839	0,843	0,847	0,851	0,855

В таблице 4 содержание воздуха во льду дано в процентах к общему объему льда.

Из горизонтальных рядов этой таблицы видно, что различия в плотности льда, обусловленные различиями его солености, незначительны и не превышают 0,02. Гораздо больше изменяется плотность льда в зависимости от содержания во льду пузырьков воздуха (вертикальные столбцы). Воздух попадает в лед частью из морской воды при замерзании, главным же образом проникает из атмосферы, постепенно заполняя ячейки во льду по мере вытекания из них рассола. Содержание пузырьков воздуха в морском льду бывает различным и может быть довольно значительным — примерно до 13—15% от объема льда. Понятно, что содержание воздуха должно быть наибольшим во льду, образовавшемся из воды высокой солености, достаточно старом для того, чтобы бóльшая часть рассола успела из него вытечь. Это можно подтвердить исследованиями Ф. Мальмгрена, установившего в одном случае, что плотность верхних частей опресненных торосистых льдов в возрасте больше года была менее 0,90, достигая 0,857, в то время как плотность в основной толще годовалых торосистых льдов составляла около 0,91—0,92.

Температура льда

Для характеристики распределения температуры в толще ледяного покрова приводим таблицу 5, заимствованную из работ Ф. Мальмгрена. Таблица эта представляет средние месячные температуры льда, полученные им в течение двухлетних наблюдений во время дрейфа корабля „Мод".

В таблице даны температуры льда для различных расстояний от поверхности льда — от 0 до 2 м глубины. По тем же наблюдениям Ф. Мальмгрена, температура льда

Таблица 5

Таблица средних месячных температур льда

Месяцы	Расстояние от поверхности льда в метрах				
	0,00	0,25	0,75	1,25	2,00
Январь	— 28,0	— 24,1	— 18,9	— 14,0	— 6,5
Февраль	— 30,9	— 26,9	— 21,3	— 16,3	— 8,5
Март	— 29,1	— 26,0	— 21,0	— 16,5	— 9,6
Апрель	— 21,6	— 20,1	— 17,3	14,4	— 9,4
Май	— 7,4	— 8,6	— 9,3	— 9,2	— 7,4
Июнь	— 1,5	— 3,0	— 4,1	— 4,5	— 3,8
Июль	— 0,0	— 0,1	— 0,8	— 1,7	— 1,8
Август	— 0,0	— 0,0	— 0,8	— 1,1	— 1,2
Сентябрь	— 4,7	— 1,3	— 0,9	— 1,1	— 1,3
Октябрь	— 12,3	— 7,6	— 3,3	— 1,6	— 1,4
Ноябрь	— 23,0	— 17,8	— 11,9	— 7.1	— 2,4
Декабрь	— 29,9	— 24,4	— 17,7	— 12,2	— 4.6
Средние	— 15,70	— 13,32	10,65	— 8,31	4,82

в слоях, лежащих ближе к воде, приближается к температуре замерзания воды.

В средних и нижних слоях льда температуры остаются низкими еще довольно долго после начала повышения температуры верхних слоев и даже после того, как лед с поверхности уже начал таять. Минимум температуры оказывается в это время (май, июнь) в средних слоях льда, в соответствии с чем снизу продолжается нарастание льда, не прекращающееся даже в начале периода таяния. Кроме того, как видно из таблицы, температуры нижних слоев в течение всего периода таяния остаются близкими к температуре замерзания воды. Очевидно, нарастание толстых льдов снизу приостанавливается летом лишь на короткое время.

В море лед обыкновенно покрыт снегом той или иной толщины и различной плотности; это обстоятельство также, несомненно, отражается на температуре льда и, следовательно, и на росте толщины льда. Мальмгрен, производивший наблюдения до марта над очищавшимся от снежного покрова льдом, а затем, до начала таяния, без уборки снега, пишет: „Состояние снега оказывает очень большое влияние на температуру льда. Если лед покрыт снегом, то, благодаря малой теплопроводности последнего, температура на той же самой глубине, считаемой от верхней кромки льда, значительно выше, чем это было бы в противном случае".

На основании своих наблюдений Мальмгрену удалось далее подтвердить, что лед обладает значительно большей теплопроводностью, чем вода и снег. Этот вопрос, имеющий большое значение для процессов теплообмена через лед между морской водой и воздухом, также как и вопросы удельной теплоемкости и теплоты плавления льда, подробно рассматривается в соответствующей литературе.[1]

Снег на льду

Снежный покров на льду играет весьма значительную роль с начала образования льда до полного его таяния. Уже в самой начальной стадии процесса образования льда — при появлении ледяных кристаллов в морской воде — снегопад может значительно способствовать образованию ледяного покрова.

На поверхности молодого льда, как известно, иногда накапливается сильно концентрированный рассол; снег, падая в этот рассол, создает охладительную смесь; относительно низкая температура охладительной смеси способствует отвердению верхнего слоя льда и скорейшему намерзанию. В этом случае снег как бы сам сводит на-нет свою защитную роль плохого проводника тепла. Повидимому, именно подобный случай наблюдался нами в бухте Тихой в 1938 г., когда температура рассола на льду под снегом была 17 января —3°,3 и 18 января —3°,7.

На ровнозамерзающем льду, на ровных полях охладительная смесь под снегом сохраняется почти в течение всей первой половины периода замерзания, создавая под снегом „сырость". Лишь впоследствии, с ростом толщины льда, эта „сырость" пропадает. Очевидно, охладительная смесь постепенно обращается в лед, увеличивая толщину льда сверху. После такого замерзания не удается очистить снег с поверхности льда и получить гладкую ледяную поверхность; лед в этом случае очень шероховатый.

Лед в морях, как известно, движется, ломается, наслаивается и нагромождается в торосы; при этих явлениях снег попадает и в самую толщу льда. Иногда можно ясно видеть надвинутые друг на друга слои — до 10 слоев льда самой различной толщины, — причем по цвету верхних частей слоев отчетливо видно, что наслоению подвергались поля со снегом. Такие наслоения быстро крепнут, и лед делается монолитным. При взламываниях ледяных

[1] В. В. Шулейкин, Физика моря, М., 1933.
Н. Н. Зубов, Морские воды и льды, Гидрометеоиздат, М., 1938.

полей много снега может вдавливаться также внутрь образующихся торосов, благодаря чему впоследствии торосы тоже могут приобрести характер монолитной ледяной массы.

В силу того, что в море преобладающим видом льдов являются торосистые поля, имеющие весьма неровные поверхности, снежный покров на льду лежит обычно весьма неравномерным слоем. Выдающиеся льдины и гряды торосов играют роль снегозадержателей, и около них накапливается больше снега, чем на более ровных участках. Благодаря тем же торосам снег местами лежит рыхлыми сугробами, местами же сбивается ветром в твердую массу. Неравномерность снежного покрова на льду сильно влияет на ход и характер изменений поверхности льда во время его таяния; так, в зависимости от толщины и плотности снега, при таянии на поверхности льда образуются бугры, впадины, каналы, проталины. Снег играет, таким образом, большую роль в таянии самого льда.

Плотность снежного слоя на льду не менее разнообразна, чем толщина самого слоя. При тихой погоде, когда снег падает свободно, получается высокий и рыхлый слой снега, состоящий из пушистых снежинок. Если снег падает при свежем ветре и низких температурах воздуха, он превращается в мельчайший порошок и сбивается в плотную массу, а на торосах и около них образуются сугробы различной степени плотности. Самый же плотный снег образуется при особенно сильных ветрах с низкой температурой, когда на поверхности льда гонит так называемую „поземку“ и снег приобретает характер мельчайшей пыли.

Из сказанного видно, что при измерениях толщины слоя снега на льду следовало бы определять и плотность снега.

Снежный покров на льду полярных морей за лето не всегда стаивает полностью; оставаясь на следующий год, он промерзает и образует на поверхности морского льда пресный лед, похожий на фирновый лед.

Для иллюстрации разнообразия характера снежного покрова на льду приведем несколько измерений толщины слоя снега в Карском, Белом и Восточносибирском морях.

Измерения толщины снега, произведенные автором

В Карском море — W вход в пролив Вилькицкого, 23 августа 1937 г., слой снега на поле 10, 15 и 20 см
к W от п-ова Зари, 20 сентября 1937 г., слой снега — старого 19 и нового 5 см

В Карском море — к W от п-ова Зари, 25 сентября 1937 г., слой снега — старого 20 и 50 см, нового 18 и 18 см; слой снега общий — 38 и 68 см

В Белом море — центральная часть бассейна, 19 марта 1937 г., слой снега на поле 1,5 и 2 см

Измерения толщины снега, произведенные Ф. Мальмгреном в Восточносибирском море во время дрейфа „Мод" в 1923 и 1924 гг.

1923 г	
Сентябрь	лед, свободный от снега
Октябрь	„ „
30 ноября	3—4 см снега
1924 г.	
1 января	около 4 см плотно слежавшегося снега
31 „	„ 4 „ „ „ „
28 февраля	„ 4 „ „ „ „
30 марта	несколько сантиметров снега, поверх него иней
6 апреля	несколько сантиметров плотного снега
18	1—2 см свежевыпавшего поверх старого
25	несколько сантиметров снега, затвердевшего под влиянием солнца
12 мая	4—5 см рыхлого снега

Измерения толщины снега, произведенные К. Тайроном[1] *в Карском море в 1927 г.*

Измерения производились с 1 по 10 апреля у мыса Канкрина на прибрежных торосах. К. Тайрон пишет: „Промежутки ровного льда между грядами [торосов. — *А. Б.*] не превышают $^1/_2$ км, чаще 50—100 м. Вследствие защищенности промежутки покрыты необычайно глубоким, нанесенным ветрами снегом. Около торосов хорей (палка длиной 3 м) целиком погружается в снег, не достигая льда".

Из этих немногих примеров видно, как различен может быть слой снега на льду. К значению снега на льду нам придется вернуться еще неоднократно в дальнейшем.

---

[1] К. Тайрон, Формы льда у восточных берегов Новой Земли от Маточкина Шара до залива Медвежьего, „Записки по гидрографии", т. LV, 1929.

Планктон во льду

Планктоном называют мелкие организмы, живущие в толще вод моря или пресного водоема на различных глубинах во взвешенном (уравновешенном) состоянии. Различают планктон растительный (фитопланктон) и животный (зоопланктон). Планктон существует во всех арктических морях и распространяется вплоть до полюса, как это показали исследования дрейфующей станции „Северный полюс" под начальством И. Д. Папанина.

Когда начинается образование льда, то часть находившегося близ поверхности планктона может вмерзнуть в лед. При этом в лед может попасть весь или бóльшая часть растительного планктона того слоя воды, который охвачен ледообразованием. Что же касается животного планктона, обладающего известной подвижностью, то трудно сказать, сколько его попадает в лед, но, надо полагать, все же заметная часть, так как планктонные организмы, будучи весьма чувствительны даже к небольшим изменениям температуры, частично могут отмирать еще до момента замерзания.

Вмерзший в лед планктон обычно обнаруживается не сразу. Заметным он становится лишь во второй половине периода замерзания, когда при торосообразовании обломанные куски ледяных полей нагромождаются друг на друга. Тогда бывает видно, что нижняя часть льдины имеет беднобурый (розоватый) цвет. Если взять кусок такого цветного льда и дать ему растаять в стакане, то на дне стакана останется мутный пепельно-серого цвета осадок. Еще яснее обнаруживается наличие планктона во льду в период таяния. На поверхности льда появляются в это время пятна сначала розоватого цвета, постепенно темнеющие по мере усиления таяния и принимающие бурый, до темнобурого, цвет. На старых льдах часто густота и цвет планктона бывают таковы, что создается ошибочное впечатление налета грязи или ила.[1]

Наличие планктона во льду имеет место далеко не всюду и не всегда. Часто в море встречаются обширные районы с чистым льдом, не обнаруживающим никаких

[1] Кроме планктонных организмов, попадающих в лед из морской воды при замерзании, существуют группы организмов, развивающихся летом на самом льду, преимущественно на дне луж и озер талой пресной воды, образующихся на поверхности льдов под действием солнечной радиации. Скопления этих микроорганизмов могут быть очень велики; упоминаемые автором бурые и темнобурые пятна на льду часто и представляют собой очаги интенсивного развития подобных микроорганизмов. *(Прим. ред.)*

признаков присутствия планктона; но достаточно часто встречается и так называемый „грязный лед".

Значение планктона во льду и на льду довольно велико, так как он играет весьма значительную роль при таянии и разрушении льда, о чем подробнее будет сказано в разделе таяния льда.

Строение льда

Пользуясь этим термином, мы будем понимать под ним не только кристаллическое строение первичных (чистых форм льда, но и строение вторичных и вообще любых форм морского льда.

Морской лед по существу представляет собой своеобразный конгломерат, состоящий в основном: из ледовых кристаллов — совершенно чистых и пресных, из рассола, содержащегося в ячейках, образовавшихся в промежутках между кристаллами, и, наконец, из воздушных (или, точнее, газовых) включений. Соотношения этих составных частей отнюдь не являются постоянными; наоборот, они меняются в зависимости от ряда причин, рассмотренных выше.

Следовательно, морской лед не является однородным телом даже в том случае, если он образовался в результате нормального замерзания воды при совершенно спокойном море. Но несмотря на всю сложность „конгломерата", все же в этом случае в расположении кристаллов замечается как бы стремление к упорядочению; кристаллы принимают по преимуществу вертикальное положение. Это бывает заметно при таянии молодого льда, образовавшегося незадолго до начала таяния. Распад ровных полей такого льда напоминает в верхнем слое поля распад пресного льда на вертикальные иглы. Это явление наблюдается только в верхнем (надводном) слое поля; глубже соленый лед обычно не имеет такой отчетливой структуры и никакого распада на вертикальные иглы не обнаруживает. В случае образования льда при ветре и волнении структура льда будет несколько иной. Первичные ледяные кристаллы получаются более раздробленными, и смерзание их является беспорядочным, напоминая смерзание снежно-ледяной каши. Можно, таким образом, различать два типа структуры льда: один — отвечающий образованию льда в спокойной, другой — в перемешиваемой волнением воде. Первый тип обычно называют игольчатым льдом, второй — губчатым.

В природе, однако, редко можно встретить тот или другой тип в чистом виде. Обычно преобладают льды, в той или иной мере подвергшиеся наслоению или нагро-

можденню. Эти процессы происходят с самого начала ледообразования и особенно ярко выражены при наслоении молодых полей. Если при этом поля тонкого льда наслаиваются в два-три или больше слоев еще до появления на них снега, то в прослойках может оказаться рассол, нередко выступающий на поверхность полей. Если на льду был снег, то в наслоенном льду будут прослойки снега или охладительной смеси. Ясно, что такой лед по своему общему строению будет отличаться от первых двух типов (рис. 5).

Кроме наслоений, происходит и нагромождение обломков в торосы, частью погружающиеся при сжатии в воду, частью громоздящиеся над поверхностью полей. Нетрудно представить себе, что за „смесь" получается в „сердцевине" тороса. Здесь оказываются лед, снег, рассол, пустоты (воздух), тертый лед и вода. Часть этой смеси

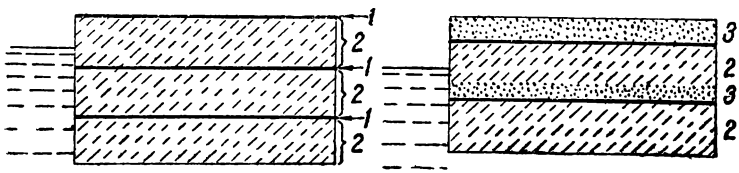

Рис. 5. Наслоения льда.
1 — рассол; *2* — лед; *3* — снег.

благодаря силе давления превратится в бесформенную твердую массу, часть в виде обломков останется на поверхности тороса и под собственной тяжестью будет постепенно спаиваться, бóльшая же часть погрузится в воду, где могут продолжаться ледообразование и смерзание обломков; нижние части тороса могут также испытывать более или менее интенсивное размывающее действие течения. Общее строение торосистого льда будет, таким образом, значительно отличаться от строения льда ровного поля.

При торосообразовании, в особенности при относительном движении и взаимном трении льдин, получается истертый в порошок лед; при сильных морозах порошок этот напоминает муку, а при теплой погоде — снежную кашу. Массы такого ледяного порошка впоследствии смерзаются в лед, причем структура такого льда также будет отличаться от всех предыдущих видов льда, — в частности, такой лед будет содержать много воздуха.

Далее, при таянии, верхние части льда и, главным образом, снега образуют на поверхности льда пресную воду или водянистую снежную кашу, которая частично стекает с поверхности, частично остается в ложбинах на льду.

В торосистых нагромождениях пресная вода по щелям и снежным прослойкам проникает в толщу нагромождения и с началом нового замерзания снова замерзает; этот процесс также влияет на особенности строения тороса.

Несколько своеобразную структуру имеет и так называемая „снежура" — кашеобразный мягкий лед, несколько отличающийся цветом от обыкновенного льда и образующийся из снега, выпавшего при морозе на открытую поверхность моря или сдуваемого с полей в полыньи.

Сказанное дает некоторое представление о разнообразии и сложности общего строения как первичных форм льда, так, в особенности, и вторичных ледовых образований.

Глетчерный лед — айсберги и их обломки — имеет опять-таки особое строение, которого мы здесь не касаемся.

Прочность и твердость льда

Знание прочности льда приобретает весьма важное значение при плавании и при работе судов во льдах. Попытаемся поэтому дать некоторое представление о сравнительной прочности льдов различного внешнего вида.

Правда, в силу большого разнообразия структурных особенностей морского льда, довольно трудно систематизировать различные виды льда по их прочности. Все же, имея в виду то важнейшее обстоятельство, что наиболее твердым льдом является лед пресный, а с увеличением солености льда его твердость и прочность значительно уменьшаются, можно, базируясь на опыте, составить следующую приблизительную шкалу видов льда по степени их твердости (при одинаковой температуре).

Наиболее твердый.
1. Глетчерный лед, айсберги и их обломки.
2. Опресненные поверхности старого морского льда — „многолетний торосистый лед".
3. „Сердцевины" торосов, образованные под давлением (при таянии дают так называемый „ноздреватый лед").
4. Однолетний торосистый лед и его обломки.
5. Толстые гладкие поля и их обломки.
6. Поля тонкие и их обломки.
7. Ниласовые льды.

Очень рыхлый.
8. Шуга и сало.

Надо заметить, что приведенная шкала является лишь очень грубой схемой; для каждого из видов льда надо допускать возможность значительных колебаний твердости. Это относится особенно к видам 2, 4, 5 и 6. Кроме того, важно напомнить, что твердость и прочность льда сильно зависят от его температуры, возрастая с ее понижением.

Известно, что многолетний морской лед (2) представляет собой лед торосистый — поля и обломки торосистых полей. Верхний слой такого льда состоит из пресного льда, и чем лед старше, тем слой пресного льда мощнее. Следовательно, и крепость этого опресненного слоя будет увеличиваться по мере увеличения возраста льда. В соответствии с этим в Центральном полярном бассейне верхние слои так называемого полярного пака по своему строению и крепости приближаются к глетчерному льду. Однако среди многолетних льдов встречается лед и более рыхлый — это „сморози" тертого и мелкобитого льда. В период таяния они весьма рассыпчаты и рыхлы, особенно если в них содержится планктон. Но не всегда наличие пятен планктона можно принимать за признак рыхлости льда — такой лед поздней осенью может оказаться и очень твердым. Это бывает в тех случаях, когда лед образовался из наслоений полей, содержавших планктон; стаивая сверху, отдельные слои образуют осадок планктона на поверхности нижележащих слоев, приобретающих повышенную крепость, когда после периода таяния пресная талая вода замерзает.

Однолетний торосистый лед (4) значительно уступает в твердости многолетнему льду, потому что не имеет опресненного слоя на всей поверхности. Твердость льда в однолетних торосистых полях может быть различной, в зависимости от торосистости поля и от сезона: чем мощнее нагромождение и чем ближе к началу периода таяния, тем больше твердого льда будет в поле. При раздроблении торосистых полей в крупный или мелкобитый лед можно встретить льдины различной твердости, причем наиболее твердыми являются „сердцевины" торосов (3). Рыхлыми и вязкими будут скопления тертого льда, а при наличии таяния такими же будут и „сморози".

Толстые гладкие поля (5) в надводной своей части представляют довольно твердый лед, особенно если они образовались от наслоений. Тонкие гладкие поля (6) значительно уступают им в твердости. На поверхности тех и других полей лишь в начале периода таяния, прерываемого заморозками, может образоваться корка опресненного и, следовательно, более твердого льда; но такая корка

может быть только незначительной толщины. Кроме того, на твердость тонких полей влияет слой снега (см. раздел „Снег на льду").

Ниласовые виды льда представляют собой весьма непрочный лед, сравнительно рыхлый и гибкий (пластичный). Лед до 5 см толщиной не выдерживает тяжести человека; даже при толщине 5—6 см долго стоять на одном месте нельзя — лед постепенно прогибается и проламывается. Первичные виды льда, отличающиеся темным цветом, настолько эластичны, что при волнообразном колебании воды даже не дают трещин, а изгибаются соответственно форме зыби. Еще менее прочной является шуга (8), а сало, состоящее из неспаянных ледяных кристаллов, собственно никакой прочностью как ледяной покров не обладает, если не говорить о прочности отдельных кристаллов.

Цвет льда

Различным видам льда присуща специфическая окраска. Иногда различие в цвете незначительно, в других же случаях льды ярко выделяются по окраске, например при наличии пятен планктона. Можно также подметить отличия в окраске льдов в период замерзания и в период таяния.

В период замерзания различаются следующие основные оттенки льдов. Молодой лед сначала прозрачен, поэтому цвет его на воде кажется темным; чем медленнее идет замерзание, тем дольше удерживается темный цвет льда. При увеличении толщины льда темный цвет постепенно переходит в мутный темносерый цвет, изменяющийся до светлосерого к началу образования тонких полей. Лишь в этой, третьей стадии лед принимает свой естественный бледнозеленый цвет по всей толщине поля, что видно при изломах. В первых стадиях изломы сохраняют темносерый цвет как в воде, так и над водой, что является характерным признаком ниласа.

Расцветка изломов полей, образовавшихся в результате наслоений, носит характер полос, если при наслоении на льду был снег.

Если же в момент наслоения лед не был покрыт снегом, то отдельные полосы трудно различимы, так как спайки со временем исчезают и цвет излома получается ровный бледнозеленый. Наличие планктона при наслоениях может давать еще добавочную полосу окраски над слоем сдавленного снега, однако не бледнорозового цвета, как это бывает на нижней части льдины в воде, а лишь слабо отличного от снега серого оттенка.

Так как в зимний период лед обычно покрыт снегом, общий колорит покрытого льдом моря — белый, а если есть полыньи с чистой водой, то вода кажется черной. Белизна ледовой поверхности нарушается обычно грудами вновь образовавшихся торосов, имеющих зеленый цвет в сравнении с белым снегом. Но когда торосы покрываются снегом, все снова принимает белый цвет. Лишь изредка среди торосов встречаются льдины яркого нежно-голубого цвета. В облачную погоду при сильном рассеянном свете эти льдины получают особо яркую чисто голубую окраску. На таких льдинах следов наслоений не заметно; свой интенсивный цвет они приобретают лишь после некоторого „выветривания" солей.

На общем белом фоне благодаря шероховатой поверхности несколько выделяется более матовым колоритом тертый мелкобитый лед. Скопления тертого и мелкобитого льда по мере приближения периода таяния постепенно меняют свой цвет, приобретая все более и более серый оттенок, а при наличии планктона — розовый цвет, переходящий впоследствии в бурый.

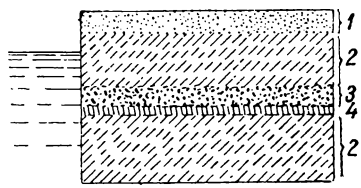

Рис. 6. Схема полос разного цвета в изломе наслоенного льда.
1 — снег, белый; *2* — лед, бледнозеленый; *3* — сдавленный снег, грязносерый; *4* — слой рассола, темный.

Можно отметить еще довольно резкое отличие в цвете таких двух разновидностей льда, как „снежура" и „ледяная каша". Обе эти разновидности льда отличаются еще и тем, что почти целиком плавают под уровнем воды, не выступая на поверхность, а лишь касаясь ее снизу. Снежура часто отличается желтоватым (кремовым) цветом и имеет характерный вид погруженного в воду слоя снега. Ледяная каша имеет грязносерый, пепельный цвет, особенно на границе льда и чистой воды, где она образуется благодаря измельчению льдин волнением.

Значительно меняется окраска поверхности льдов с началом таяния. В первую очередь начавший таять снег „синеет", как это принято называть в обыденной жизни. По мере стаивания снега начинает оголяться и поверхность льда, приобретая также пепельно-голубой цвет — лед тоже „синеет". Такой пепельно-голубой цвет сохраняют в течение всего периода таяния опресненные поверхности старого льда, если на них нет пленки планктона.

Наиболее характерным в период таяния является цвет льдин, обусловленный наличием планктона как на поверх-

ности льда, так и в его толще. Тающие поля иногда имеют на поверхности и в ложбинах, где скапливается талая вода, густые наслоения планктонной пленки, цвет которой доходит до темнобурого, напоминающего кофейную гущу. При начале таяния в первую очередь исчезают тертый лед и мелкие льдинки, имевшие зимой розоватый оттенок, и потому летом мелкобитый лед между полями часто приобретает более светлый цвет, чем поля; таким образом, соотношение расцветок полей и битого льда летом будет противоположно зимнему.

Более крупные льдины битого льда имеют ту же окраску, что и поля, из которых они образовались.

На практике всегда существует необходимость по внешнему виду отличить твердый лед от более рыхлого — это можно сделать лишь разбираясь в цвете льда, иногда по весьма слабо различимым оттенкам. Подробно эти особенности будут рассмотрены в описании видов льдов, здесь же мы отметим лишь некоторые различия в цвете льдов разной твердости. Морской лед, обладающий средними нормальными свойствами, как зимой, так и летом имеет обычно свойственный ему бледнозеленый цвет. Если среди такого льда окажется льдина серо-голубого цвета, то это наверняка лед опресненный и, следовательно, более твердый. Льдины, более трудно отличимые по цвету, но не уступающие по твердости пресному льду, — это „сердцевины" торосов. Они имеют преимущественно нормальный бледнозеленый цвет, хотя в них часто встречаются комки мутносерого, а иногда и голубого цвета. Отличительной особенностью „сердцевин" торосов являются их округлая форма и ноздреватость. Так называемый „грязный лед" бывает также различным по твердости: многолетний лед, как правило, тверже и грязнее, цвет его бурый, а цвет более молодого льда — ближе к розовому. Но бывает лед очень грязный и вместе с тем очень рыхлый — это тающие сморози тертого льда; отличить их от многолетнего льда нетрудно.

III. ТАЯНИЕ ЛЬДА

Таяние льда мы будем рассматривать лишь с его внешней стороны и примерно в той последовательности, в какой оно происходит в ледяном покрове моря в целом. Лед тает в основном двояко: со стороны воздуха, т. е. с верхней поверхности, и со стороны воды, в которой он плавает. Таяние „со стороны воздуха" обусловлено двумя причинами: 1) поглощением тепла прямых и рассеянных солнечных лучей, падающих на поверхность льда, и 2) притоком тепла от более теплого воздуха. Таяние „со стороны воды" идет за счет тепла, получаемого льдом от воды. Эффективность таяния погруженной части льда в большой мере зависит от того, находится ли лед в неподвижной воде или омывается ею. Весьма большое значение для процессов таяния и разрушения льда имеет также прямое механическое воздействие омывающей лед воды.

Таяние, вызываемое непосредственным поглощением льдом лучистой энергии солнца, начинается еще задолго до начала общего таяния. Сначала идет таяние снега на льду; одновременно со снегом начинают таять только отдельные оголенные льдины на верхушках торосов. Снег, таким образом, задерживает таяние льда, играя в этом отношении роль, аналогичную той, какую он играет при намерзании льда, задерживая последнее. На таяние снега расходуется значительная часть тепловой энергии солнца, как непосредственно поглощаемой, так и получаемой от нагретого воздуха. Однако, как это обычно наблюдается в северных морях, этой тепловой энергии недостаточно для того, чтобы растаял весь слой снега на льду. В подавляющем большинстве случаев часть снега сохраняется на льду до тех пор, пока лед не начнет таять под действием тепла, полученного от воды, а иногда и до полного исчезновения льда; это наблюдается не только в арктических морях, но и в морях с сезонным льдом.[1]

[1] Термины „арктические моря" и „моря с сезонным льдом" применяются здесь и в дальнейшем соответственно тому подразделению морей, какое изложено в главе V.

Таяние снега, как уже сказано, начинается довольно рано; даже при отрицательных температурах воздуха заметны слабые признаки таяния снега. Но при этих ранних таяниях на поверхности снега, сразу после того, как действие солнечных лучей прекращается, образуется ледяная корка. Такое таяние очень незначительно, особенно в арктических морях. Более интенсивное таяние начинается лишь с появлением нагретого до положительных температур воздуха.

Рыхлый снег при таянии как бы „оседает" и постепенно превращается в пропитанную водой снежную кашу; в плотном снегу такое оседание меньше. Весь процесс таяния снега усложняется и замедляется еще тем, что таяния перемежаются с замерзаниями; в арктических морях зачастую снег в результате вялого, затяжного таяния успевает до начала нового замерзания дойти только до состояния водянистой снежной каши, вновь замерзающей до следующего года. Таяние поверхности снега, а также и льда от соприкосновения с теплым воздухом в тихую, безветренную погоду происходит медленно, потому что прилегающий к снегу и льду слой воздуха, отдавая свое тепло на таяние, сильно охлаждается и становится более тяжелым, благодаря чему он остается у поверхности снега и льда, не имея возможности подняться и уступить место теплому воздуху. При ветрах, когда нижний охлажденный слой воздуха перемешивается с более теплым, таяние усиливается.

В силу большой неоднородности снежного покрова на льду как по толщине слоя, так и по плотности (что наблюдается не только на торосистых льдах, но и на гладких полях) поверхность ледяного покрова при таянии снега получает крайне неровный вид: местами оголяется лед, местами образуются ямы, а впоследствии и сквозные проталины и промоины с каналами и канальчиками, по которым стекает талая вода.

Из сказанного о таянии снега на льду следует, что чем больше слой снега, тем медленнее будет итти таяние льда; в некоторых же случаях очень большая часть тепла, поступающего через верхнюю поверхность снежного покрова, пойдет только на таяние снега. Отсюда видно, насколько важно иметь сведения о толщине слоя снега на льду, чтобы судить о перспективах таяния льда.

Прежде чем перейти к рассмотрению таяния самого льда, надо отметить, что момент начала таяния льда не совпадает с моментом прекращения намерзания. Исследования температуры льда, сделанные Ф. Мальмгреном (см. выше, стр. 15), показывают, что намерзание снизу продолжается

еще и после того, как лед начал уже таять сверху. Но еще задолго до начала таяния самого льда начинает таять снег. Следовательно, общий период таяния ледяного покрова в течение значительного времени перекрывает период замерзания. Таяние как бы борется с замерзанием сначала в поверхностном, преимущественно снежном слое, затем и в толще льда.

Продолжительность этого периода параллельного протекания или „борьбы" обоих процессов в разных широтах различна. В морях, расположенных в более низких широтах и покрывающихся лишь сезонным льдом, летом совершенно исчезающим, период борьбы таяния с замерзанием является наиболее коротким. В морях арктических он может быть уже значительно длительнее, но в конце концов и здесь намерзание прекращается, хотя нельзя быть уверенным, что во всех районах этих морей и при всех условиях оно прекращается полностью. Так, в арктических морях к моменту начала нового намерзания остается значительное количество нерастаявших льдов; в связи с этим можно допустить, что в крайних к северу частях моря, где преобладают более мощные льды и приток тепла меньше, намерзание иногда не прекращается и летом. Это зависит от общего теплового состояния моря в данном году.

Наконец, условия таяния в Полярном бассейне отличны от условий таяния в окраинных арктических морях — здесь, как правило, намерзание полностью не прекращается, лишь сильно ослабевая в период таяния. Это относится к основному виду льдов Полярного бассейна — к большим многолетним торосистым полям так называемого полярного пака. Что же касается таяния других видов льда в Полярном бассейне, которых там сравнительно немного, о них речь будет ниже.

Одновременно с началом таяния снежного слоя начинается поверхностное таяние верхних, оголенных льдин на торосах. Таяние льда вообще идет несколько интенсивнее, чем таяние снега, благодаря тому, что лед более теплопроводен, содержит включения воздуха и рассола (а иногда и планктона).[1] Кроме того, в силу более темного цвета способность поглощения солнечных лучей у льда заметно бóльшая, чем у снега, сильно отражающего солнечные лучи. Льдины же на верхушках и склонах торосов, помимо

[1] Рассол в ячейках поглощает солнечную энергию интенсивнее самого льда. Этим и обусловлена важная роль ячеек рассола и вообще посторонних включений при таянии.

всего, находятся в выгодном в смысле таяния положении благодаря тому, что солнечные лучи могут падать на них под менее острыми углами, чем на горизонтальную поверхность.

Первые признаки начала таяния верхних льдин на торосах — это появление ледяных сосулек на выдающихся углах льдин, наблюдающееся вскоре после первых солнечных дней. Далее идет довольно быстрое „оседание" всей гряды тороса, причем вода, образовавшаяся от первоначального таяния верхних льдин, стекает в среднюю часть нагромождения, где, повидимому, нередко замерзает, образуя плотную ледяную массу, поддающуюся таянию уже значительно медленнее.

Следующим из рано исчезающих видов льда является тертый лед, если он не сдавлен в сморози, а плавает густой массой в полыньях. Таянию этого вида льда в большей степени способствует окружающая лед вода, поверхность которой интенсивно поглощает тепло. Вслед за тертым льдом начинают таять и исчезать мелкие куски льда; чем мельче раздроблен лед, тем быстрее он тает.

Раннему и быстрому таянию от поверхностного нагрева подвергаются также сморози, состоящие из сдавленного и смерзшегося тертого и мелкобитого льда. Сморози эти отличаются малой прочностью и значительной пористостью, благодаря чему таяние их протекает быстро. Характерной особенностью при таянии таких сморозей-полей является отсутствие луж воды на их поверхности; вода свободно просачивается через толщу сморози и уходит под нее. Вся сморозь делается очень рыхлой, но не водянистой, и легко раскалывается.

К рано тающим видам льдов надо отнести также группу ниласовых льдов, образовавшихся на пространствах свободной (чистой) воды лишь перед самым началом таяния. Быстро идет и таяние тонких полей. Однако эти виды льдов тают от поверхностного нагревания весьма быстро лишь в том случае, если они образовались в результате нормального замерзания и не подвергались надвиганиям и наслоениям. В последнем случае таяние их происходит значительно медленнее. Слой снега на этих поздних образованиях незначительный и особого влияния на задержку таяния не оказывает.

Довольно быстро исчезают под влиянием солнечных лучей поля тонкого темного (черного) льда — в них образуются проталины, постепенно сливающиеся между собой, после чего оставшиеся куски льда скоро исчезают. Тонкий светлосерый лед тает, тоже образуя проталины, а более

толстые места льда перед распадом выпучиваются кверху рыхлыми буграми, имеющими вид светлых кочек. Следует отметить некоторое сходство в таянии ниласовых льдов и таянии пресных речных льдов. Последние под действием солнечного тепла распадаются на вертикальные „иглы", причем эти иглы имеют многоугольное сечение и довольно толсты в толщину карандаша. На ниласах „иглы" значительно тоньше, напоминают крупную щетину и образуются лишь в верхней части льда, переходя ниже в путаную иглистую массу; кроме того, они светлосерого цвета, а не бесцветно-прозрачные, как у пресных льдов. Зачатки таких „иглистых" образований иногда заметны и на гладких полях, но только на самой, видимо, опресненной поверхности.

Ровные поля тонкого льда тают с поверхности примерно так же, как нилас. Впрочем, в начале таяния, при образовании первых проталин, они сохраняют еще структуру твердого льда и лишь перед самым распадом делаются рыхлыми и приобретают вид иглистой путаной массы.

Толстые ровные поля, имеющие обыкновенно на поверхности слой снега, а также ровные поля, образовавшиеся в результате наслоений, тают с поверхности так же, как и торосистый лед, т. е. не превращаются при таянии в рыхлую иглистую массу, а заканчивают свое таяние в виде мелких, но до конца твердых льдинок. На всех этих видах льдов при сильном поверхностном таянии образуются проталины, которые впоследствии соединяются вместе, и поле распадается на „крупно-мелкобитый" лед. „Крупно-мелкобитый" лед образуется и при других обстоятельствах, но об этом речь будет в разделе, посвященном динамике ледяного покрова.

Сначала на толстых льдах стаивает снег, талая пресная вода стекает в низкие места на поверхности льда и скопляется в лужах; последние, являясь очагами таяния, продолжают накоплять талую воду и, постепенно увеличиваясь, образуют так называемые „озерки", превращающиеся затем в сквозные промоины в тонких местах льда. Для иллюстрации приведем фотоснимок постепенного распада льда в результате поверхностного таяния. Снимок взят из „Альбома ледовых образований", выпущенного Издательством Главсевморпути в 1939 г. На этом снимке (рис. 7) изображено поле однолетнего легкоторосистого льда в стадии таяния, когда проталины начинают сливаться вместе. На поле виден еще не совсем стаявший снег; незначительные торосы раннего осеннего образования сильно стаяли. На заднем плане снимка, ближе к береговому припаю, видны уже слившиеся сквозные проталины

и начало образования битого льда. Характерные снимки льда в периоде таяния приведены также в „Альбоме ледовых образований", изданном Гидрографическим управлением УМС РККА в 1931 г. [1] Так, на рис. 32 этого альбома изображается подвергшаяся сильному таянию поверхность многолетнего льда. Проталины со значительными сквозными промоинами сливаются вместе, и лед находится в стадии, близкой к распаду на битый лед. О том, что лед имеет возраст более одного года, свидетельствуют его значительная мощность и округлая форма стаявших торосов. Он имеет опресненную серовато-голубую поверхность без налета „грязи" (планктона). Протаявшие от стекающей воды „каналы" проходят по старому торосу. Однако такой вид может иметь и однолетний лед, если он представляет собой часть припая, близкую к берегу, так как нагромождения льда у берегов более значительны, чем в открытом море, но и таяние у берегов идет быстрее.

На рис. 44 того же „Альбома" (изд. 1931 г.) заснят распад торосистого поля на битый лед — в данном случае на „мелкобитый". Лед похож на однолетний, возможно, с остатками старого битого льда с „грязью", сдавленного и смерзшегося осенью в торосистое поле. О наличии планктонной пленки на этом льду можно предположить по контрасту торосистых обломков белого цвета с более темными кусками льда. К сожалению, при помощи обычной фотографии нельзя передать всех оттенков цвета льда.

Рассмотрим далее таяние льда „со стороны воды".

Процесс таяния погруженной в воду части льда имеет не менее важное значение, чем таяние льда с поверхности. Уже одно то обстоятельство, что от $^5/_6$ до $^8/_9$ объема льда находятся в воде, напоминает об этом. При благоприятных же условиях (например, при выносе льда в относительно теплую воду) таяние подводных частей льда приобретает преимущественное значение.

Интенсивность подводного таяния зависит от интенсивности обмена или циркуляции воды в прилегающем ко льду слое воды, подобно тому как интенсивность поверхностного таяния зависит от обмена воздуха над поверхностью льда; здесь существует, однако, и значительное различие. Как мы видели выше, в тихую, безветренную погоду охлажденные при таянии частицы воздуха стремятся

[1] Названия, приведенные в обоих упомянутых альбомах, не во всех случаях дают полную характеристику изображенного на снимках льда; поэтому здесь при заимствовании снимков или при ссылках на них пояснения и названия льдов даны подробные.

оставаться над поверхностью льда, что замедляет таяние. Между тем у подводной части льда даже при спокойном состоянии воды такого застоя в прилегающем ко льду слое не будет. Причина этого состоит в том, что таяние льда сопровождается резким понижением температуры и понижением солености ближайших ко льду частиц. В силу этого изменяется их плотность, что вызывает, в свою очередь, циркуляцию воды около льдины. Схема такой циркуляции может быть довольно сложна, но всегда в резуль-

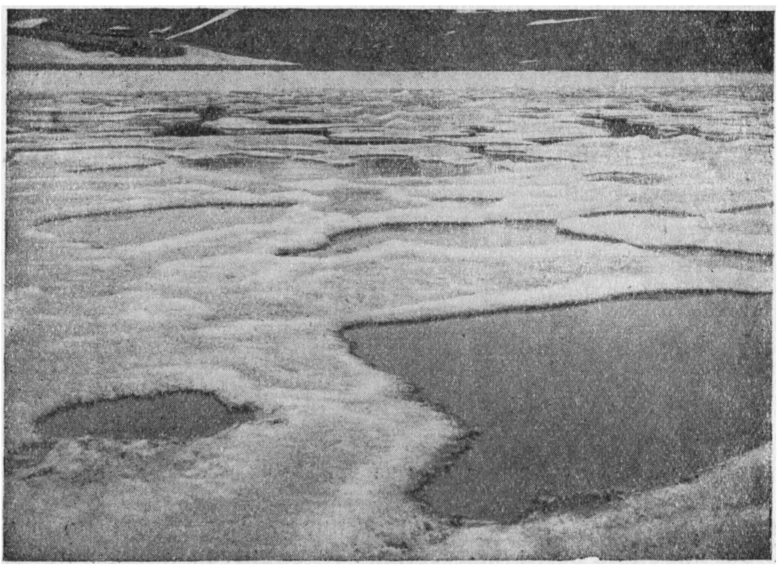

Рис. 7. Начало слияния проталин на однолетнем легкоторосистом поле с остатками снега.

тате ее будет иметь место подток ко льдине приповерхностных относительно теплых вод.

Вследствие усиленного подтока поверхностного слоя воды, на уровне или несколько ниже уровня воды у льдины образуется выемка. Если же таяние льда происходит при волнении и ветре, то обмен воды возле льдин еще более усиливается и выемки во льду быстро увеличиваются (рис. 8).

Дальнейший рост выемки на ватерлинии льдины ведет к тому, что нависающие верхние края льдины обламываются, и тогда льдина меняет „осадку", т. е. всплывает и нередко изменяет свое положение. Пример такого явле-

ния можно ясно видеть на рис. 9, где жирным пунктиром показана линия осадки льдины до отпадения ее выдающегося края, отмеченного мелким пунктиром.

Как мы видели выше, при таянии ледяного покрова сверху вода от таяния снега и льда накапливается на поверхности льда в лужи и „озерки" и стекает также на поверхность морской воды в полыньи и промежутки между льдинами. Если эти полыньи невелики и находятся среди сплоченного битого льда или полей, то слой пресной воды не смешивается с соленой водой, а держится на поверхности последней. Толщину такого пресного слоя нетрудно определить; если бросить в воду обрывки бумаги, то через некоторое время бумага, намокнув, опускается через пресный слой и ложится на соленую воду, после чего толщину пресного слоя легко измерить. Автору удавалось таким путем измерять в Карском море дости-

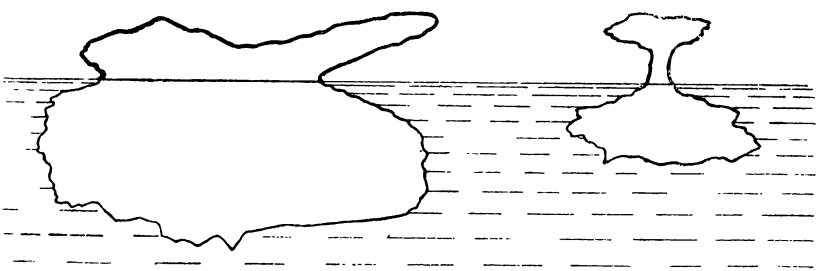

Рис. 8. „Разъедание" льда на уровне воды от волнения.

гавшую 15 см толщину слоя пресной воды в полынье. Слой пресной воды над соленой держится лишь в небольших полыньях и только до тех пор, пока не произойдет передвижки льда или перемешивания воды от ветра при увеличении полыньи. Что же касается луж или озерков на поверхности льда, то величина их и количество пресной воды в них могут быть весьма значительны. На торосистом льду озерки достигают 1,5 м глубины, не обнаруживая сквозных проталин. Из озерка площадью около 15 или 20 кв. м и глубиной около 1 м можно накачать около 200 т совершенно пресной питьевой воды. Уровень воды в озерке при заборе из него воды очень мало падает, компенсируясь, очевидно, притоком пресной воды с окружающей поверхности льда или из соседних озерков. Иногда к концу забора воды последняя приобретает солоноватый привкус, что указывает на просачивание соленой воды снизу. Такие примеси соленой воды появляются довольно быстро, иногда после взятия 20—50 т.

Часто морская вода, подстилающая скопившийся в полыньях пресный слой, сохраняет в течение заметного времени отрицательную температуру, тогда как температура пресной воды над ней выше 0°. В таких случаях верхние части льдин, омываемые относительно теплым слоем пресной воды, тают значительно быстрее нижележащих. Поэтому в тех местах, где стоит несмешанный слой пресной воды, часто под слоем пресной воды видны нижние части

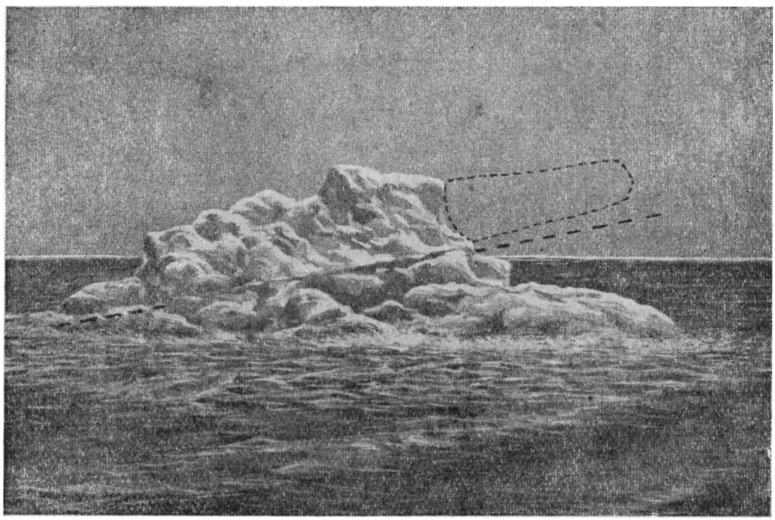

Рис. 9. Разрушение волной „сердцевины" тороса и изменение его ватерлинии после обламывания нависающих частей.

льдин, далеко выдающиеся вперед в виде уступов или таранов.

Таяние пресного льда в море — айсбергов, их обломков и опресненного старого полярного льда — судя по ряду наблюдений, идет медленнее, чем таяние соленого морского льда. Это подтверждается хотя бы тем, что при исчезновении морских льдов последними исчезают опресненные куски льда. Здесь, повидимому, имеет значение меньшая пористость и бóльшая твердость опресненного льда. Роль пористости при таянии особенно хорошо заметна на примере сжатых „сердцевин" торосов, при таянии получающих самые разнообразные формы, с различными округлыми вытаинами в виде пор, ямок и отверстий („ноздрей"). Формы эти показывают, что исчезает в первую

очередь более рыхлый лед, оставляя причудливые очертания сильно сжатого более твердого льда. Чистый пресный лед по стойкости при таянии превосходит и эти твердые куски соленого льда.

Освещая процессы таяния и разрушения льда, необходимо указать еще на один фактор, имеющий довольно большое значение — на движение льда относительно воды или наоборот. Летом, в период общего таяния, движение льда в воде или омывание льда течением ускоряет таяние и разрушение льда, что, естественно, стоит в связи с усилением теплообмена между водой и льдом. Но наблюдения показывают, что разрушение льда при усилении циркуляции омывающей его воды в некоторых условиях может происходить и зимой, главным образом в районах, где под неподвижным льдом действуют сильные течения. Следовательно, разрушение льда может вызываться и чисто механическим размывающим действием воды на лед (что, конечно, имеет место и в период таяния).

Подобные наблюдения над действием течения подо льдом были проведены зимой 1937/38 г. в бухте Тихой, на Земле Франца-Иосифа. Здесь у восточного мыса острова Скотт-Кельти наблюдаются весьма сильные приливо-отливные течения. В ноябре 1937 г. в этом месте лед нового образования, располагавшийся между торосистыми полями на довольно обширном пространстве, достиг толщины 20 см. Производившиеся через каждые 10 дней измерения толщины льда показали, что по мере накопления слоя снега на льду толщина льда начала убывать, и к 10 февраля лед исчез совершенно — ходить по снегу стало опасно, проваливались люди. Слой снега к этому времени достиг 57 см. В дальнейшем начал замерзать намокший снег и образовался новый, но уже снежный лед серого, а не обычного зеленого цвета.

Размывание льда течением было проверено в той же бухте Тихой при помощи снегомерной рейки, установленной 11 января 1938 г на льду толщиной примерно 10 см. За зиму накопился слой снега в 89 см. 28 апреля 1938 г. снега оставалось всего около 3 см, остальная часть его превратилась в лед толщиной в 24 см, а нижний конец рейки торчал подо льдом в воде (рис. 10).

Рейка была выколота вместе с куском льда, причем снизу во льду вокруг рейки обнаружили размытую воронку глубиной около 6 см. Рейка была вынута своевременно, так как 2 мая сизигийным течением на месте рейки лед взломало и образовалась большая полынья.

Повидимому, соленый морской лед гораздо легче пресноводного поддается размывающему действию текучей воды. Это можно подтвердить следующим наблюдением, а равно и опытом, также произведенными в бухте Тихой зимой 1937/38 г. Так, в упомянутом районе, у восточного берега острова Скотт-Кельти, где лед сильно разъедает течением, в проливе на мели стоят айсберги, омываемые тем же течением. Но эти айсберги течение, повиди-

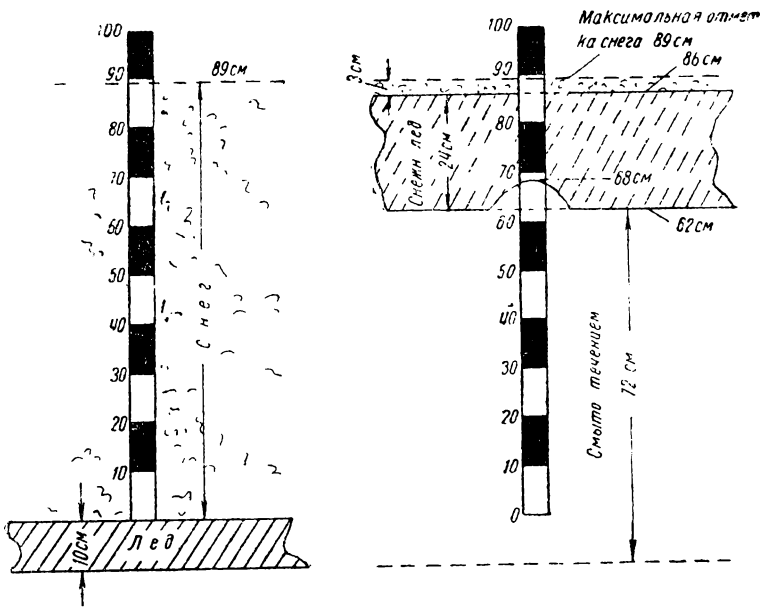

Рис. 10. Смывание неподвижного льда течением.

мому, не размывает и не разъедает, так как они стоят всю зиму на месте и только при сизигийных приливах немного передвигаются (метров на 100) и снова садятся на мель. Для выяснения быстроты разъедания пресного и соленого льда был сделан следующий опыт. С айсберга, сидящего на мели, был взят кусок пресного глетчерного льда весом в 14,85 кг и имевший температуру —13°,6. Из ледяного покрова был извлечен кусок соленого льда, образовавшегося от смерзания намокшего в морской воде снега; этот кусок весил 14,30 кг и имел температуру —8°,5. Оба куска были помещены в ящики, сделанные из проволочной сетки, и с привязанным грузом спущены через прорубь в воду в месте, где действовало сильное течение.

Оба ящика были укреплены рядом и погружены в воду метра на два. Через 24 часа ящики были вынуты, причем в них оказался остаток пресного льда весом 2,85 кг, а соленого 0,90 кг. Температура морской воды была —1°,65. Таким образом, разъедание пресного льда произошло примерно на 81%, а соленого — на 94%.

Результаты опыта показывают вместе с тем, что размывание или разъедание льда сильным течением может происходить весьма интенсивно даже при низких температурах воды, что подчеркивает большое значение, присущее чисто механическому размывающему действию течения.

Таким образом, мы видим, что и зимой не везде и не во всех случаях происходит постоянное нарастание льда— может происходить и уменьшение толщины и вообще разрушение льда.

Кроме того, в некоторых морях, не покрывающихся целиком ледяным покровом в течение зимы, может происходить и таяние части льда в прилегающих ко льдам районах с открытой водой, если, конечно, температура воды здесь будет достаточно высокой. Таяние зимой будет особенно сильно в случаях, когда лед ветром будет вынесен в район теплой воды. Подобные случаи могут быть в любых морях с сезонным льдом, а из арктических— в Баренцовом, Гренландском и Норвежском. Можно сказать, что граница между льдами и чистой (открытой) водой представляет собой как бы два своеобразных „фронта", ведущих беспрерывное наступление друг на друга: с одной стороны, „фронт холода", с другой — „фронт тепла"; перемирия здесь не бывает, борьба идет непрерывно, и линия „фронта" всегда меняется, отодвигаясь то в одну, то в другую сторону. При подходе со стороны чистой воды ко льдам в зимнее время в период, когда „наступает холод" и ветер дует со стороны льдов, обыкновенно встречаются сначала льды первичных образований в строгой последовательности: сало, шуга, тонкие ниласовые льды, а после них уже битый лед и поля, смотря по месту и времени. Если же ветер дует со стороны чистой воды, то сало и шуга обычно сбиты в полосы ледяной „каши" серого цвета, а ниласовые льды встречаются уже в виде „блинчатого льда"; если при этом ветер и волна будут достаточно сильны, то и ниласовые льды всех видов сбиваются в серую густую ледяную кашу и располагаются полосой перед кромкой более тяжелых льдов, забиваясь также между ними. Если же, наоборот, льды загнаны ветром в теплую воду или „тепло насту-

пает на льды", то упомянутых первичных видов льда у кромки не будет, так как эти виды тают и быстро исчезают. В этом случае, опять в зависимости от места и времени, будут встречаться лишь более крупные основные виды льда.

Мы рассмотрели различия в таянии льда в зависимости от притока тепла с верхней поверхности льда или с его подводной поверхности, а также процесс распада при таянии некоторых видов льда. Дать обобщающую картину таяния ледяного покрова на море в целом здесь несколько затруднительно, так как каждое море имеет свои особенности, не говоря уже о различиях между морями с сезонным льдом и морями арктическими. Можно, однако, сделать попытку отметить некоторые общие черты.

Наибольшей мощности ледяной покров моря или части его, если оно не все покрывается льдом, достигают к началу таяния. Мощность льдов и их характер или вид зависят от географического положения моря и других причин. В морях с сильными течениями преобладают торосистые льды в виде торосистых полей, битого льда, сморози и масс тертого и мелкобитого льда. В морях со слабыми течениями преобладают большие поля — торосистые и нередко гладкие. В большинстве случаев к концу зимы море (или та его часть, которая покрывается льдами) оказывается покрытым густым льдом лишь с незначительными промежутками воды.

Как уже упоминалось выше, первыми исчезают мелкие льды — сало, шуга и тертый лед. С исчезновением этих видов льда значительная поверхность воды среди более крупных видов льда освобождается, однако не всегда полностью, особенно при густом скоплении тертого льда, который еще долгое время продолжает выплывать на поверхность из-под торосистых полей и обломков. Влияние освободившейся поверхности воды начинает сказываться скоро и значительно. Исчезновение мелких видов льда, располагающихся между полями и крупнобитым льдом, увеличивает подвижность этих последних, что в свою очередь способствует их раздроблению, а следовательно — и таянию, так как чем мельче лед, тем быстрее он тает. Кроме того, с появлением промежутков открытой воды резко увеличивается поглощение водой солнечной радиации и быстро растет роль подводного таяния. По мере уменьшения площади остающихся льдов и их густоты разрушение льдов быстро прогрессирует.

При распаде торосистых полей выплывает на поверхность много подсовов (т. е. льдин, которые находились под торосом в виде отдельных несмерзшихся кусков), а также деформированные сжатием „ноздреватые" льдины.

Одновременно с таянием и распадом льда в зоне ледяного покрова моря идет усиленное разрушение льда и со стороны границы льда с чистой водой. Здесь, помимо прямого воздействия тепла воды, разрушению способствует волнение, усиливающее обмен тепла между льдинами и водой, ломающее большие поля. Чем тоньше лед у кромки, тем глубже в ледовый район закатывается зыбь. Толстые же льдины, глубоко сидящие в воде, даже если они достигают лишь размеров крупнобитого льда, не говоря уже о полях, довольно быстро глушат волну; лишь очень крупная зыбь иногда чувствуется сравнительно далеко во льдах. Установить какое-либо соотношение, определяющее дальность захода зыби в район льдов, довольно трудно в силу сложности и разнообразия условий, но можно отметить, что иногда зыбь чувствуется миль за 30 от кромки льда даже при значительной мощности льда.

Благоприятную роль при разрушении ледяного покрова морей обычно играют реки. Вскрываясь рано, они выносят массы относительно теплой воды, продвигающейся с течением дальше в море и много способствующей таянию ледяного покрова. Необходимо, далее, отметить, что в летнее время излом и дробление льда, в особенности полей, от сжатий, вызванных ветрами и течениями, происходят в значительно меньшей мере, чем зимой: обусловлено это тем, что летом пространства свободной воды среди льдов и вообще в море значительно больше, в силу чего льды в отличие от зимы могут более или менее свободно дрейфовать по ветру и течению. Исключением является прижимание льдов ветрами или течением к берегу, но и в этом случае эффект от сжатия будет далеко не столь значительным, как зимой, так как находящиеся в стадии таяния льды представляют собой хороший амортизатор.

На рис. 11 изображен участок моря с тающим льдом в одной из фаз, непосредственно предшествующих полному распаду. Здесь хорошо видны выплывшие из-под торосов округленные льдины (*а*, *а*...), подмытые поверхностным слоем воды нависающие края льдин (*b*, *b*...), обломки торосов (*с*, *с*...). Округленные формы указывают на то, что распад льда произошел от таяния, а если и был излом от волны, то значительно раньше, так как при свежих изломах от

волнения образуются острые и более прямолинейные формы.[1]

Все сказанное относилось к дрейфующим льдам, т. е. ко льдам, имеющим возможность двигаться под действием ветра и течения.

Таяние неподвижных льдов в заливах, проливах, между островами и у берегов (припай) зависит от места их расположения и отличается некоторыми особенностями. Прежде всего таяние их в значительно большей степени

Рис. 11. Тающий мелкобитый лед.

зависит от поверхностного нагрева. Ускоряющим таяние фактором часто служит течение, размывающее лед снизу. Неподвижные льды, как правило, исчезают позднее, нежели дрейфующие, чему способствует то обстоятельство, что последние обычно преграждают доступ волнения к береговому припаю. Позже всего вскрывается лед в архипелагах, если глубины в них значительны, а течения слабы.

[1] Пример таких форм можно найти на рис. 45 „Альбома ледовых образований", изд. 1931 г. Этот снимок сделан близ границы льда с чистой водой, чернеющей недалеко за льдами. На рис. 11 тоже видно значительное количество чистой воды, но эта вода среди льдов гораздо дальше от границы полностью открытой воды.

На мелких местах, где обыкновенно течения действуют сильнее, распад льдов идет быстрее. Прилегающие непосредственно к берегу льды тают сравнительно быстро, если берег достаточно нагревается и с него имеется сток; остаются лишь большие нагромождения льдов на прибрежных мелях, но с началом волнения и эти нагромождения скоро исчезают. Относительно рано вскрываются проливы, обыкновенно благодаря течению; позже — бухты и заливы, где обычно течения слабы, если нет приливных течений и колебаний уровня, которые намного ускоряют разрушение льда.

Часто дрейфующие льды попадают в положение „неподвижных“ льдов. Это бывает в тех случаях, когда льды прижаты течением и ветром к берегу или к островам плотной массой, что значительно замедляет их таяние.

IV. ДИНАМИКА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И ЕГО МОЩНОСТЬ

Мощность ледяного покрова в большой мере определяется интенсивностью деформирующих ледяной покров процессов, зависящих, в свою очередь, от движения льдов; поэтому вопросы, связанные с мощностью льдов, рассматриваются здесь в неразрывной связи с их динамикой.

Самый термин „мощность" ледяного покрова требует некоторых пояснений, касающихся главным образом разделения понятий „мощности" и „толщины" льдов. Термин „толщина" льда правильнее было бы применять только в случае, если речь будет итти о льдах нормального намерзания, образующих ровный, гладкий покров. Такой покров характерен для бухт и узкостей, защищенных от сжатий и волнения. Ко льдам открытого моря, образующимся, как правило, в результате наслоений, взломов и торошений, больше подходит термин „мощность" ледяного покрова.

Рассмотрим теперь, как происходит нарастание льдов в море, начиная с сезонного ледяного покрова, т. е. покрова, образующегося в отсутствии старых льдов. Заметим при этом, что, рассматривая нарастание льдов, нельзя отделять чисто термические явления от движения льдов, потому что с самого начала образования льда ветер и волна могут сильно изменять все первичные его формы.

При спокойном состоянии поверхности моря лед образуется в такой последовательности: сало — пятна нескрепленных между собой игол и кристаллов, затем шуга — начало затвердения пятен сала; дальше появляются тонкий темный лед и тонкий серый лед — два вида ниласа, превращающегося по мере намерзания в тонкий ровный лед и позже в толстый ровный лед; это и есть все виды льда, свойственные спокойному замерзанию. При ветре появляются совершенно иные формы и виды льда. При

ветре с волной сало сбивается в серую снегообразную массу и располагается уже не пятнами, а на свободной воде полосами, обычно по направлению ветра, а не перпендикулярно к нему.

Если сало ветром и волной сбивается к берегу или к кромке толстых льдов, то образуется густая серо-пепельного цвета ледяная каша.[1]

При сильных штормовых ветрах и большой волне в такую серую ледяную кашу сбиваются не только сало и шуга, но и оба вида ниласовых льдов, причем толщина

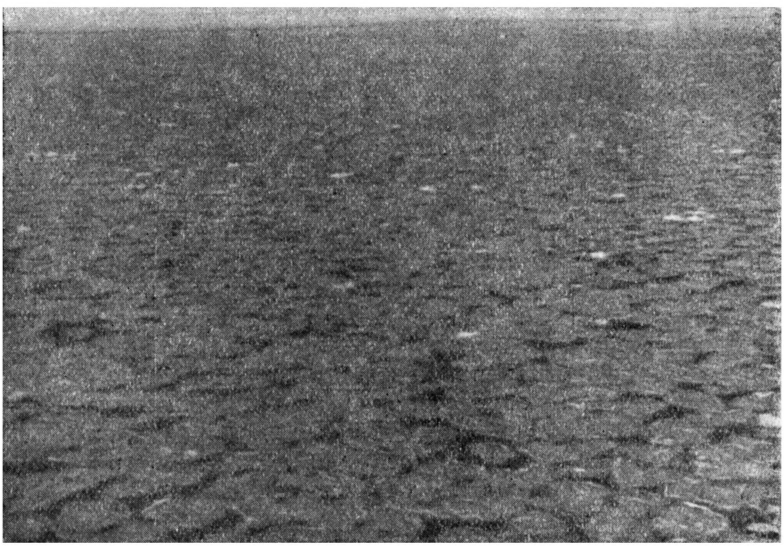

Рис. 12. Блинчатый лед.

слоя у прибоя — у берега или у кромки толстых льдов — может достичь нескольких метров, разумеется в пределах неширокой полосы. При дальнейшем замерзании такой ледяной каши получается лед серого цвета, причем стадия темного льда отпадает. При небольшой зыби из ниласовых льдов, темного и серого, образуется так называемый блинчатый лед, обыкновенно круглой формы, действительно напоминающий блины. Чем мельче зыбь, тем

[1] Удачные снимки такого сбитого сала редки. Некоторое представление дает снимок, воспроизведенный на рис. 16 „Альбома ледовых образований", изд. ГУ УМС РККА, 1931 г.; на этом снимке видна мутная серая полоса сала, сбитого у кромки припая.

меньше размеры кругов, чем зыбь крупнее, тем круги больше (рис. 12). [1]

По краям кружков блинчатого льда от сталкивания их друг с другом при волнении образуются небольшие возвышения или закраины тертого льда. В дальнейшем эти окаймления из тертого льда обычно сравниваются с выпавшим снегом, и на последующих видах льда их уже обнаружить не удается. Блинчатый лед при ветрах, прижимающих его к берегу или к более толстому льду, образует наслоения, причем отдельные блинки перекрывают

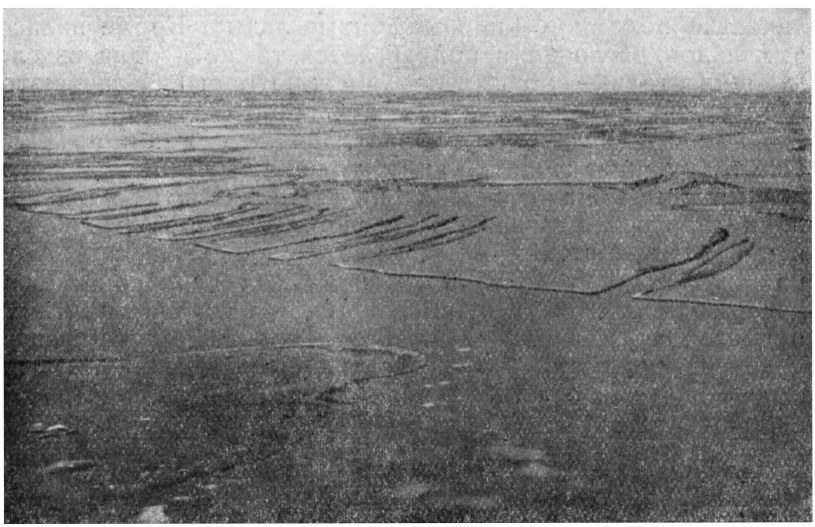

Рис. 13. Нилас.

друг друга иногда полностью, иногда лишь частично, наподобие черепицы.

Блинчатый лед образуется только из ниласовых льдов. Как только нилас нарастет до первой стадии твердого льда, излом его от зыби будет уже давать куски неправильной четырехугольной или многогранной формы.

Весьма большое значение в формировании ледяного покрова на море имеют наслоения; происходят они

[1] Некоторые исследователи считают, что блинчатый лед может образовываться из сала и шуги, а также путем смерзания игол и даже непосредственно как первичная форма ледообразования. Единого мнения об образовании блинчатого льда до сих пор в науке нет. *(Прим. ред.)*

главным образом под действием ветра. Более других подвергаются наслоениям ниласовые льды, причем чем нилас тоньше, тем чаще и больше он подвергается наслоению. Темный тонкий лед начальной стадии образования имеет еще много незамерзших полыней, и достаточно слабого ветра, чтобы лед начал наслаиваться по изломам у этих небольших полыней. Лед в этой стадии очень эластичен, кромка на кромку всходит легко, и так же ле ко происходит скольжение одного ниласового поля по поверхности другого (рис. 13). Образующийся в результате сдвоенный темный лед приобретает в наслоенных местах уже серый цвет. При наслоениях льдов большей толщины перед всползанием кромки на кромку образуется некоторое количество обломков — первые „битые льды". Кроме ниласовых льдов, наслоениям подвергается также и одна из следующих стадий — ровный лед, по ля которого наслаиваются в довольно больших размерах. С ростом толщины льда способность наслаиваться падает, и при сдвигах получается уже торошение. Понятно, что толщину гладких ледяных полей, испытавших наслоения, нельзя принимать за толщину нормального намерзания. При сильных напорах, особенно в прибрежной полосе моря, даже наслоения толстых гладких льдов могут достичь значительных размеров. После наслоений лед быстро смерзается благодаря плотному прилеганию поверхностей, и в дальнейшем не всегда удается ясно различить в изломе линию наслоения, обычно выделяющуюся благодаря наличию снега и рассола на поверхности льда.

Торошение льда

Взлом полей льда и торошение происходят в результате давления, оказываемого на ледяной покров течениями и, в особенности, ветром. Образование торосов при этом до бесконечности разнообразно; выделить можно лишь несколько общих схем для того или иного вида льда. Предварительно надо отметить, что зимнее торосообразование резко отличается от летнего, происходящего в период таяния, главным образом, в арктических морях. Торошению подвергаются почти все виды льдов, кроме ранних видов молодого льда, до темного ниласа включительно. Светлосерый нилас уже может образовывать торосы. Как гладкие, так и торосистые поля могут подвергаться торошению по нескольку раз, но до некоторого предела, причем для каждого моря пределы различны. Размеры торошения и мощность торосов бывают различны и в разных частях одного и того же моря.

В средних частях моря, где лед имеет сравнительно свободную подвижность, образование торосов будет не столь значительным, как в прибрежной полосе, где сила напора гораздо больше.

Начало образования тороса изображено на четырех последовательных схемах (рис. 14). Обломки льда при торосообразовании частью нагромождаются на поверхности льда, бóльшая же часть погружается в воду и накапливается более или менее расплывчатой грудой под местом излома. В торосе, представляющем общее нагромождение льда, различают верхнюю его часть — „ропаки“ [1] — и нижнюю — „подсовы“. В средней части тороса под давлением со всех четырех сторон лед спаивается в твердую

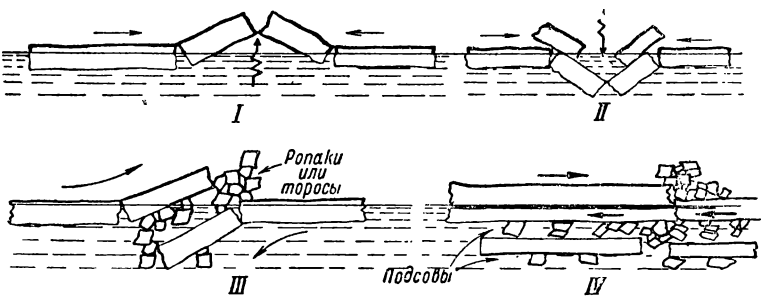

Рис. 14. Схемы изломов гладких полей при торошении.

массу, теряющую форму обломков поля. Эта сжатая более твердая масса льда особого названия не имеет; выше мы называли такой лед „сердцевиной“ тороса, но это не есть общепринятое название. При таянии лед „сердцевины“ тороса приобретает характер „ноздреватого“ льда.

Развитие тороса схематически изображено на рис. 15. Как показано стрелками, на среднюю часть тороса, помимо горизонтального давления, действуют еще силы: сверху вес льда, поднятого над уровнем моря, а снизу сила плавучести, или подъемная сила, которая, грубо говоря, составляет около 0,1 веса льда при полном погружении льдины. Пунктирной окружностью на рисунке обведена часть тороса, испытывающая, максимальное давление.

Наибольшее количество обломков битого льда получается при сжатиях и торошении гладких полей (рис. 16).

[1] Это не особенно часто встречающееся значение термина „ропаки“. Следует иметь в виду, что обычно „ропаками“ называют только отдельные, торчащие ребром льдины, стоящие среди относительно ровной поверхности льда или особенно выдающиеся среди общей груды или гряды тороса. *(Прим. ред.)*

В открытом море, т. е. вдали от берегов, высота верхней части торосов доходит до 2—4 м, а вблизи берегов или на мелях может достичь высоты 7—10 м, в исключительных же случаях даже выше.[1]

Взлому гладких полей способствует то обстоятельство, что поля эти не бывают очень толсты, обладая наряду с этим крупными горизонтальными размерами и, соответственно, значительной живой силой при движении.

Гладкие поля могут достигать сравнительно большой скорости при ветровом дрейфе, потому что нижние стороны льда гладки и не увлекают с собой мощного слоя воды, как это бывает у льда торосистого; отсюда больший эф-

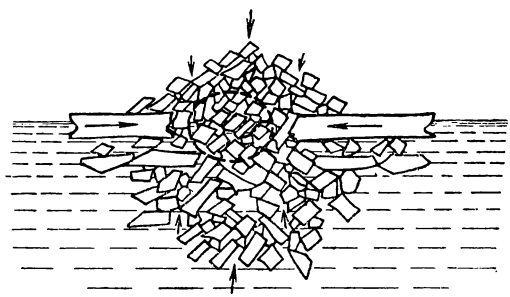

Рис. 15. Образование тороса и направление сил, действующих на его среднюю часть.

фект нагромождений при сжатиях близ берега при благоприятных нажиму ветрах. Необходимо отметить, что торосы на гладких полях не располагаются длинными грядами вдоль какой-либо кромки поля перпендикулярно линии ветра. Лишь в начале взлома, да и то редко, лед ломает по всей длине края поля, обыкновенно же торошение происходит отдельными неправильными кучами, располагающимися под различными углами к линии ветра. Исключение составляет лишь торосообразование близ берегов, но и здесь длинных гряд бывает мало и они не всегда располагаются параллельно берегу, а иногда и под разными углами к нему или беспорядочно.

Между большими гладкими полями льда всегда бывают промежутки с чистой водой, так называемые полыньи, но свободных проходов из одной полыньи в другую почти не

[1] Снимок тороса, образовавшегося из ровного поля близ берега, приведен, между прочим, на рис. 49 в „Альбоме ледовых образований", изд. ГУ УМС РККА, 1931 г.

бывает, так как поля, сталкиваясь при движении, во многих местах смыкаются. Места этих стыков называют перемычками или „стычинами". Перемычки всегда сильно второшены и в большинстве случаев находятся в состоянии сжатия, т. е. испытывают взаимное давление полей. При увеличении давления, вызванном усилившимся ветром или течением, часто происходит дальнейший взлом полей. В зависимости от направления образующихся при этом трещин появляются новые перемычки, возникает новое тороше-

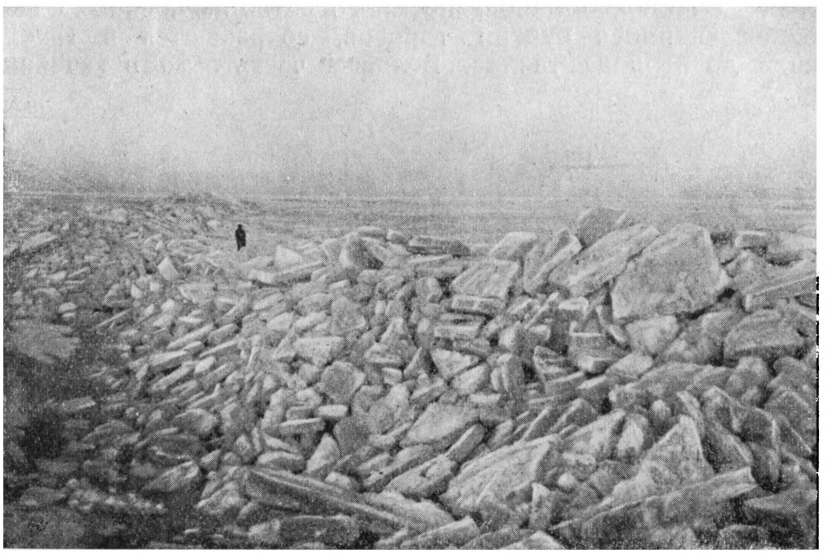

Рис. 16. Торос, образовавшийся из ровного льда.

ние; некоторые же прежние перемычки расходятся, оставляя на воде битый лед. На рис. 17 схематически изображено столкновение полей с последующим их взломом и торошением; на схеме II примерно показано, как неправильно и случайно по отношению к направлению действующей силы (стрелки внизу схем) образуются торосистые места. Чтобы проследить дальнейшее развитие торосистых льдов, надо принять во внимание битый лед, который, как известно, имеет тоже различное происхождение. При нормальном ходе замерзания моря, по мере дробления гладких полей, количество битого льда увеличивается, и к концу ледового периода битый лед господствует, будучи представлен в различных формациях, главным образом

в так называемых сморозях (рис. 18), оставаясь в виде собственно-битого льда лишь временно и в довольно резко меняющемся количестве.

Сжатые в торосы остатки гладких полей, особенно при сильном напоре, не остаются в таком положении. Как только сжатие начнет ослабевать и появятся щели, часть ломаного льда начнет всплывать на поверхность воды; вместе с тем части верхних нагромождений осыпаются в воду, и на поверхности появляются битый лед и ледяная каша. Лишь сравнительно небольшие участки прежних гладких полей, обыкновенно многократно наслоенных с перемежающимися кучами торосов, сохраняются в таком виде до периода таяния. Бóльшая часть льда в течение

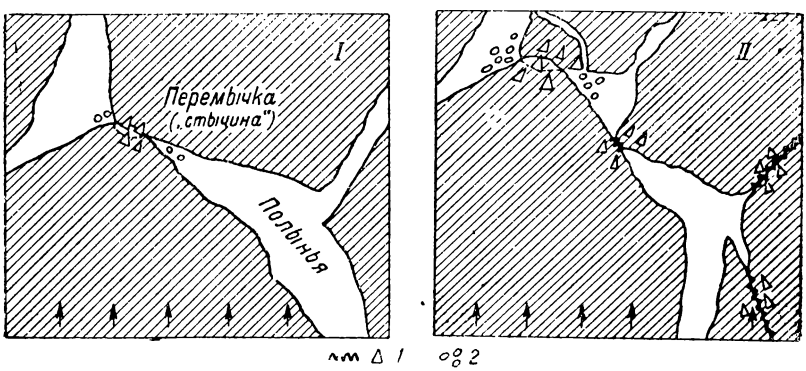

Рис. 17. Схема столкновения гладких полей и образование торосов.
1 — торосы; *2* — битый лед.

зимы неоднократно меняет свою форму. При разрежениях битый лед расплывается между полями и заполняет почти все свободное пространство между ними. Эти заполненные битым льдом пространства между полями называются уже не полыньями, а „съемами" (название поморское). Если съемы разойдутся, битый лед окажется „на расплавах" (рис. 19).

Битый лед отличается чрезвычайно большим разнообразием размеров и форм, начиная от битого ниласа и кончая обломками тяжелого торосистого льда. Кроме того, как уже упоминалось выше, в зимнее время в разряд битого льда надо причислить и так называемый „тертый" лед. Главные массы тертого льда образуются при взаимном трении масс торосистого льда. Много тертого льда образуется также при сжатиях, когда происходит тороше-

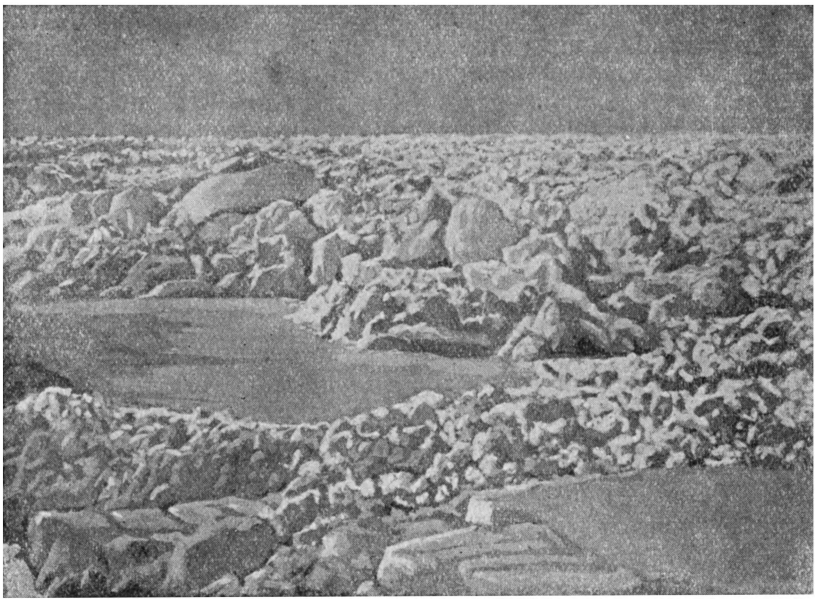

Рис. 18. Мелкобитый лед в сжатом виде — „сморозь" или торосистое поле (рисунок с летнего снимка).

ние, и, наконец, в районах, близких к открытой воде, где действует волнение (рис. 20). Тертый лед играет большую роль в зимнем ледяном покрове. Представляя собой истертую в порошок ледяную массу, тертый лед подобно цементу спаивает при наличии мороза отдельные куски льда, в результате чего создаются своеобразные формы торосистого льда, так называемые „сморози".

Торосистые сморози образуются не только в результате свободного замерзания битого и тертого льда, но и при сдавливании льдов с последующим замерзанием (рис. 18). Снимок этот сделан, к сожалению, летом, но до некоторой степени является характерным и для зимы. Образование льда, изображенного на рис. 18, произошло в период морозов, после сжатия битого льда и массы тертого, на что указывают круглые кромки смерзшегося тертого льда. Из льда, какой изображен на рис. 20, при сжатии и последующем замерзании образуется „сморозь легкоторосистого" льда; такие сморози достигают весьма больших размеров и представляют собой лед довольно толстый, с неровной поверхностью, иногда с правильными грядами торосов. Такой же примерно мощности и вида лед образуется от сжатия и разламывания ниласов и тонкого льда (начальной его стадии). Сморози легкоторосистого льда подвергаются дальнейшему разлому и дают при сжатиях уже тяжелый торосистый лед.

Как упоминалось выше, наиболее сильное торошение льдов происходит в прибрежной полосе моря. Если берег отмелый, то на отмель выдавливается лед значительной мощности, в основной массе остающийся здесь до начала таяния. Если не образуется широкого припая, то в течение зимы мимо такого сидящего на грунте прибрежного льда двигаются массы пловучего льда, образуя большое количество тертого и мелкобитого льда, частью уносимого в море, частью остающегося на припае в виде валов. Такая кромка неподвижного льда в течение зимы не остается постоянной — она то удаляется от берега, то приближается, что заметно по параллельно тянущимся валам тертого льда. Изменения ширины такого припая зависят от приливо-отливных и сгонно-нагонных колебаний уровня моря. Нагромождения льда на отдельных мелях также достигают больших размеров — это так называемые „стамухи". Такое нагромождение льда на мели показано на рис. 21.

У приглубых, скалистых или отвесных берегов нагромождения льда бывают различны. Если берег приглубый, то полоса нагромождения обычно узкая, а у обрывов

с большой глубиной нагромождения не остаются вовсе. Иногда, если приглубый берег имеет пологий скат выше уровня воды, нагромождения льда образуются на берегу, достигая очень больших размеров. Даже в Белом море наблюдаются нагромождения высотой до 15 м выше уровня воды (у острова Сосновец). Такие нагромождения льда на берегу называются „забоями". При благоприятных очертаниях берега лед при напорах может оставаться не-

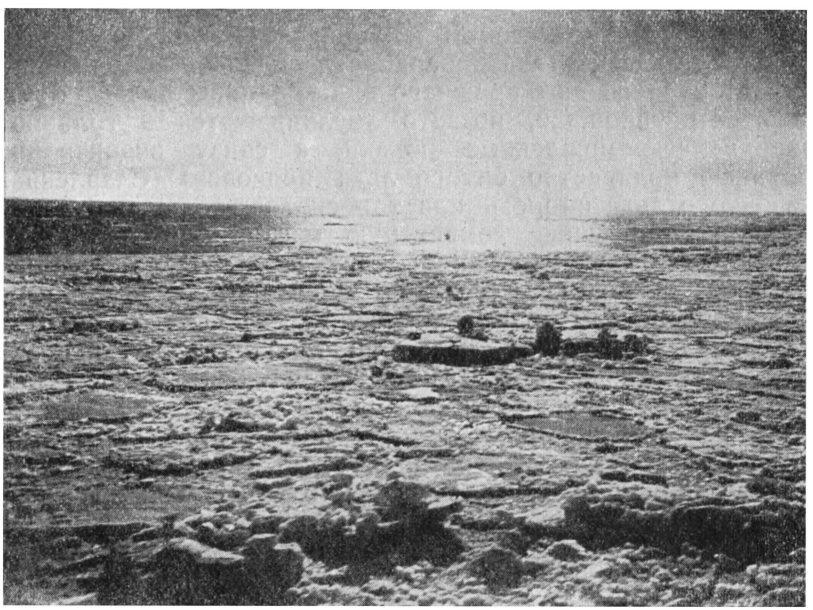

Рис. 20. Мелкобитый и тертый лед, образовавшийся от разлома ледяного поля волнением.

подвижным более или менее продолжительное время, независимо от глубины моря, удерживаясь у берега благодаря спайке с береговой полосой. Иногда целые заливы или бухты, открытые с моря, забиваются тяжелыми торосистыми льдами, остающимися неподвижными в течение длительного времени.

За счет нагромождений, наслоений и торошения некоторая часть поверхности моря освобождается от льдов. Надо, однако, отметить, что такие освобождающиеся от льдов пространства открытой воды, как правило, находятся в противоположной части моря, далеко от того

места, где происходит торошение. На образовавшихся пространствах открытой воды идет интенсивное излучение тепла, и они быстро покрываются новым льдом, а если в их пределах оставались мелкие виды разреженных льдов, то они смерзаются. Таким образом, в зимний период на море можно встретить тяжелые торосистые льды наравне с новыми образованиями молодого льда. Сжатия и торошения ведут, следовательно, к большим потерям тепла морем, способствуя также и увеличению общего количества льда в море.

Постепенно со взломом и торошением больших полей гладкого льда картина поверхности ледяного покрова принимает отличный от прежнего вид. Размеры полей уменьшаются по площади, но зато увеличиваются в толщине: сверху нагроможденные ропаки, а снизу значительно большее количество битого льда (подсовов). Сдавленная из битого льда сморозь или торосистое поле смерзаются в более или менее компактную массу лишь в верхней своей части, оставляя в подводной части большое количество несмерзшихся подсовов. Последние располагаются под торосистым полем в беспорядке, достигая иногда значительной глубины, если они торчат ребром к полю, будучи окружены массой ломаных льдин различной величины. Так как подсовы остаются скрытыми под полем, то по виду поверхности судить о количестве их трудно. Известно, впрочем, что под кучей верхних ропаков находится наибольшее количество подсовов; однако высота груд ропаков не всегда пропорциональна величине нижнего нагромождения. Последние из-за своей неспаянности не остаются на месте, а нередко перемещаются при движении льда, размещаясь более или менее равномерно под всем полем. О количестве подсовов можно лишь приблизительно судить по высоте кромки поля над уровнем воды. Неравномерность расположения подсовов под торосистым полем можно наблюдать при раскалывании торосистых полей; иногда при этом в трещине подсовы всплывают лишь местами, в других же случаях вся трещина заполняется кусками льда, выплывающими из-под поля. Неравномерность скопления подсовов зависит также от того, какой лед подвергается сжатию.

Вид торосистого поля будет различен в зависимости от того, образовалось оно от сжатия и смерзания битого льда или от торошения гладких полей. Сдавленные и смерзшиеся массы битого льда, крупных торосистых обломков полей и тертого льда представляют собой весьма разнообразные как по внешнему виду, так и

по мощности ледяные поля. Обыкновенно между такими торосистыми полями располагаются съемы (рис. 22) с битым льдом разной густоты, а иногда и с редким льдом и даже свободной водой, разводьями.[1]

Замерзание и торошение оставшихся в арктических морях нерастаявших за лето льдов происходит несколько иначе, чем льдов новых образований, рассмотренных выше.

Образование нового льда среди старого может прои-

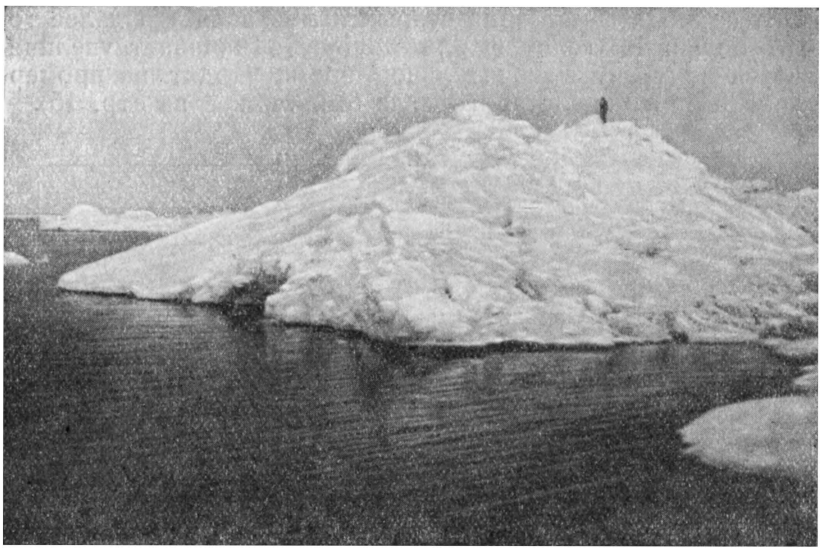

Рис. 21. Нагромождение льда на отмели.

зойти лишь на свободных от льда участках моря и по „съемам". Появление молодого льда среди старого сразу же создает значительную разнородность ледяного покрова по толщине, что при сжатиях играет существенную роль. Особое значение при ледообразовании среди старых льдов имеет наличие на поверхности моря сильно опресненного слоя, а также наличие проникшей в толщу торосистого поля талой пресной воды. В опресненном слое рано появляется лед. Пресная вода в толще поля замерзает также сравнительно

[1] В данных условиях разводьями называют значительные промежутки чистой воды между полями, частично заполненные сильно разреженным битым льдом, или совсем свободные от битого льда проходы между полями. Отдельные, несообщающиеся друг с другом участки воды между полями называют полыньями (рис. 17).

быстро и, кроме того, сильно спаивает и увеличивает толщину плотной верхней части торосистого льда, приморaживая подсовы, лежащие непосредственно под плотной частью поля. Наличие талой воды облегчает и смерзание в сплошную массу части верхних нагромождений — ропаков; быстро замерзает и оставшийся на льду талый снег.

С замерзанием на поверхности полей луж и озерков с пресной водой общая неровность некоторых полей немного сглаживается. Весьма важной особенностью начального периода замерзания старых льдов является далее то, что общая их толщина или мощность начинает увеличиваться не сразу — значительное время уходит на промерзание всей толщи старого льда (см. табл. 3 на стр. 15).

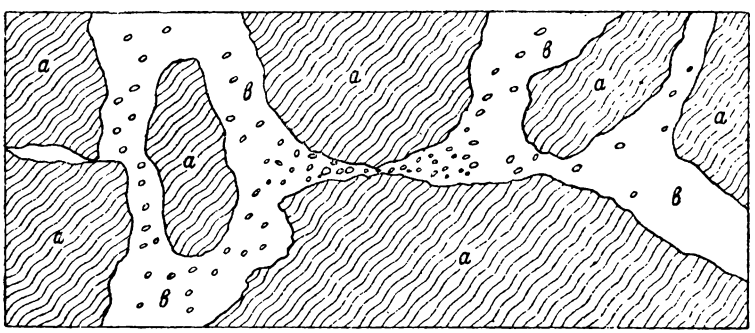

Рис. 22. Схематическое изображение съема в плане.
a — торосистые поля; *b* — съемы с битым льдом.

Еще больше задерживается промерзание старых льдов, если на них лежит слой нового рыхлого снега. Таким образом, мы видим, что при наличии в море старых льдов расходование теряемого морем тепла сокращается, а количество новообразующегося льда уменьшается по сравнению с тем, что имело бы место при охлаждении моря, совершенно свободного от старых льдов. Впрочем, и при наличии последних будет происходить „добавочное" ледообразование в тех частях поверхности моря, где благодаря сжатиям и торошениям будет оголяться водная поверхность.

Торошение замерзающих старых льдов, естественно, мало схоже с торошением новых видов льда. Основное различие здесь в том, что среди старых льдов нет больших гладких полей, образующих наслоения. При сжатии старых льдов произойдут сразу взлом и тороше-

ние молодого льда, затянувшего съемы. Поэтому съемы, сжимаясь, образуют торосистые сморози с очень неровной поверхностью. Торошение самих старых торосистых полей происходит лишь при очень сильных сжатиях, если только эти поля не были заметно разрушены предыдущим таянием. Округленные формы талых льдов сравнительно легко торосятся, образуя значительные нагромождения как на поверхности льдов, так и в воде подо льдом. Гряды торосов образуются беспорядочно, но встречаются и относительно длинные и ровные гряды, направленные вдоль соответствующих кромок больших мощных полей. Благодаря неоднократным торошениям и разломам многолетние льды при разрежениях и таянии дают гораздо больше битого льда, нежели однолетние льды.

Сжатия и торошение льдов представляют собой одно из могучих проявлений сил природы, в особенности в арктических морях, где сжатия льдов достигают чрезвычайной силы. Сила напора значительно возрастает в зимнее время при наличии мороза, когда большие массы льда сковываются в одно целое, в связи с чем даже при незначительной скорости движения живая сила напора достигает громадных величин, особенно если лед напирает на берег. Максимальная сила возможного напора льда зависит также от того, далеко ли простирается ледяной покров в том направлении, откуда движутся льды.

Самый процесс торошения при сильных сжатиях сначала происходит равномерно, пока не накопится на месте взлома большое количество битого льда; после этого сжатие продолжается как бы рывками или ударами. Кстати, надо упомянуть, что при сжатии и торошении ни „адского грохота", ни „пушечных выстрелов" не бывает, вопреки встречающимся иной раз описаниям, рассчитанным на придание этому поистине грандиозному явлению лишнего эффекта. Не надо забывать, что морской лед представляет собой весьма пластичную массу и покрыт слоем снега, а в промежутках нагромождений содержит множество тертого льда. Такая сравнительно мягкая масса не может производить сколько-нибудь звонких или грохочущих звуков. Все звуки, сопровождающие торошение льдов, ограничиваются легким приглушенным шипением движущихся льдов и таким же приглушенным скрипом, как скрип от трения полозьев саней по мерзлому снегу, но не столь звонким; да изредка шлепнется в мягкий снег опрокидывающаяся с верхних ропаков льдина — вот и все „адские" звуки. Несколько иной характер имеют звуки у бортов судна, попавшего в сжатие.

Здесь при трении и ломке льдин у борта получаются иногда сильно резонирующие внутри судна звуки, похожие на удары и скрежет, но это уже явления другого порядка, также как шум ветра, обычно сильно дующего во время сжатия.

Дрейф и разрежение льдов

Плавание судов в морских льдах возможно исключительно при достаточном их разрежении, поэтому важно знать причины, влекущие за собой такие разрежения. Причины их в общем те же, какие вызывают сжатие и торошение льдов, а именно: ветер и течение. К этим двум факторам надо прибавить еще третий — таяние, но о таянии уже была речь выше. Разберем те условия, при которых получаются разрежения льда, помимо влияния таяния.

Без участия таяния льды, покрывающие сплошь некоторую площадь моря, могут разредиться только за счет расхождения или расплывания на большей площади и за счет уменьшения суммарной площади самих льдин при торошениях и наслоениях. Ветер, вызывая движение льда, или, как принято говорить, дрейф льда, одновременно приводит в движение и некоторый увлекаемый льдом слой воды. Слой этот тем толще, чем больше подледных нагромождений имеет движущийся лед. Следовательно, гладкие поля должны увлекать за собой меньше всего воды — отсюда их бо́льшая подвижность, а тяжелые торосистые льды будут увлекать за собой более мощный слой воды — отсюда их меньшая подвижность, но бо́льшая инерция. Бо́льшая парусность торосистых льдов, обусловленная наличием на поверхности ропаков, не дает значительных преимуществ в скорости движения, так как подводных нагромождений больше, чем верхних, и плотность воды значительно превосходит плотность воздуха. Скорость дрейфа льдов зависит и от величины кусков льда, даже однородной формации. Крупное поле при начале действия ветра будет двигаться медленнее, нежели битый лед, а при утихании — наоборот. Следовательно, поток разнородного по величине и толщине льда не будет двигаться равномерно даже при постоянном ветре; наоборот, среди потока будут создаваться сгущения и разрежения льда во все время его движения, а движение будет продолжаться в силу инерции и после прекращения ветра, при условии, конечно, достаточного свободного места. Если свободно движущийся по ветру поток льда встретит на своем пути какое-либо препятствие, то лед быстро уплотнится; в част-

ности, если этим препятствием окажется не берег, а другая дрейфующая масса льда, то после сжатия поток будет продолжать движение в виде уплотненной массы. Однако больших размеров торосистые поля даже среди уплотненного битого льда часто сохраняют бо́льшую скорость, создавая, хотя и не значительное, но достаточно заметное разрежение позади себя и сжатие — перед собой (рис. 23).

Воздействие силы ветра на ледовую поверхность моря, несмотря на кажущуюся простоту, довольно сложно. Помимо неравномерности движения дрейфующего льда, существует еще много осложняющих дело обстоятельств. Так, трудно выделить чисто ветровое влияние на дрейф льда, потому что почти одновременно с движением льда начинается сопутствующее движение слоя воды, увлекаемой льдом. Между тем, при движении по ветру одной отдельной льдины едва ли можно говорить о движении сопутствующего слоя воды. Следовательно, слой воды будет увлекаться льдом лишь при некоторой минимальной густоте льда. Густота же, в свою очередь, бывает чрезвычайно различна и далеко не равномерна, так как льды скапливаются то полосами, то отдельными сгущениями самой разнообразной конфигурации, то относительно равномерно. Вообще надо признать, что закономерности дрейфа льдов и его зависимость от ветра изучены еще недостаточно. Для грубых практических подсчетов можно, впрочем, пользоваться установленным теперь уже на основании довольно большого числа различных наблюдений отношением скорости дрейфа к скорости вызвавшего дрейф ветра.

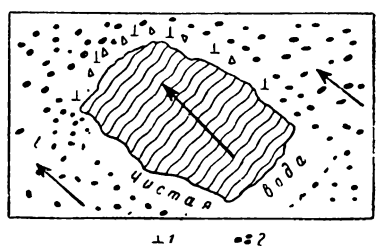

Рис. 23. Схема движения большого поля среди битого льда.
1 — сжатие льда; *2* — битый лед.

Отношение это, называемое обычно ветровым коэффициентом, составляет грубо около 0,02. Иначе говоря, 1 м/сек. скорости ветра отвечает 2 см/сек. скорости дрейфа льда. Равным образом и в отношении направления дрейфа установлено, что в высоких широтах дрейф отклоняется от направления ветра приблизительно на 40° вправо при отсутствии препятствий, обусловленных близостью берегов или другими причинами. Ветровой коэффициент, равно как и угол отклонения дрейфа льдов от направления

ветра, без сомнения зависит также от степени сплоченности ледяного покрова.

Необходимо далее отметить, что влияние течений на дрейф льдов, вообще говоря, очень велико, и очень часто может быть даже гораздо значительнее ветрового. Так, если льды движутся по течению или придерживаются течением у берегов, то, за исключением случаев сильных ветров, влияние ветра на изменение движения льдов будет небольшим и движение в основном будет происходить по течению, а не по ветру. Поэтому ни в коем случае нельзя считать за правило, что если ветер дует с берега, то под этим берегом обязательно произойдет разрежение льдов. Разрежение льдов у берега, со стороны которого дует ветер, произойдет лишь при наличии следующих условий: 1) если нет течения, прижимающего льды к берегу, или если ветер настолько свеж, что пересиливает течение; 2) если есть свободное пространство воды, куда ветер с берега может льды отогнать, и 3) если нет в других частях моря ветра более сильного, приводящего к нажиму льдов к этому берегу. Последнее всегда возможно, так как влияние ветра на сплошной лед передается на значительные расстояния, вызывая иногда без видимой причины или уплотнение или разрежение льда. При противоположных условиях, т. е. когда ветер дует с моря на берег, лед у берега уплотняется во всех случаях, кроме одного — когда от берега льды будет отжимать течение, пересиливающее действие ветра. Такие явления наблюдаются особенно отчетливо в Белом море, где действуют сильные приливо-отливные течения. Интересно отметить, что случай несоответствия между направлением ветра и нажимом льда отмечает также известный полярный исследователь В. Стефанссон.[1] Он пишет: „При взгляде на карту кажется странным, что между мысом Барроу и о. Гершеля, где западный ветер дует с суши на море, он тем не менее пригоняет лед к берегу; однако это факт, подтвержденный многочисленными наблюдениями. Вместе с тем восточный ветер угоняет здесь лед от суши настолько далеко, что остается широкий свободный проход для судов, идущих вдоль побережья".[2]

Можно отметить еще один вид разрежений льда, вызываемых по преимуществу ветровыми условиями,—

[1] Вильямур Стефанссон, Гостеприимная Арктика, Изд. Главсевморпути, 1935, стр. 66.

[2] В этом случае причина лежит, вероятно, в конфигурации береговой черты. *(Прим. ред.)*

случай, когда на море в разных его частях дуют ветры различных направлений или одного направления, но различной силы. При благоприятном распределении ветров получаются местные разрежения и уплотнения льдов. Явления такого порядка непродолжительны; поэтому в зимних условиях их значение весьма невелико, но летом, при менее сплоченных льдах, результаты таких разрежений или уплотнений более ощутимы. Среди ветровых явлений ледового режима представляет интерес еще следующее наблюдение. Когда ветер дует со стороны льдов

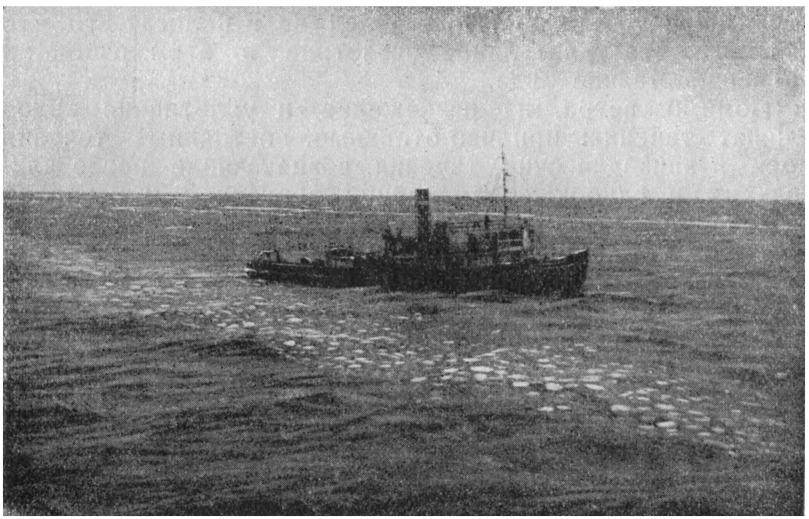

Рис. 24. Полосы льда.

на свободные пространства воды, то льды дрейфуют в сторону свободной воды в сравнительно сплоченной массе, а не врассыпную. Если льды на границе свободной воды до начала ветра были сильно разрежены, то при ветре со стороны льдов льды группируются в полосы, в которых лед держится плотно. Можно думать, что если не самое возникновение, то развитие полос льда обязано образующемуся от ветра и движения льда сопутствующему течению. Поэтому полосы льда, хотя и возникают первоначально почти перпендикулярно линии ветра,[1] скоро от этого направления уклоняются и вытягиваются уже не поперек, а вдоль направления своего движения. Если

[1] Н. Зубов, Морские воды и льды, М., 1938.

имеется достаточно льда, то полосы постепенно увеличиваются в длину, как бы высасывая лед из основного массива. Иногда полосы отрываются и продолжают двигаться отдельно от общей массы. Если ветер дует со стороны воды на лед, то в случае разреженных льдов образуется одна плотная полоса, часто с отрогами, и лед постепенно уплотняется.

На рис. 24 и 25 засняты полосы льда. Надо отметить, что образование полос льда есть явление преимущественно летнего периода и имеет место лишь на границе льдов с открытой частью моря. Если на границе льдов и чистой воды держится редкий битый лед не в полосах, то это указывает на длительное безветрие в этом районе и усиленное таяние льда.

Помимо ветра, на разрежение и уплотнение льдов влияют течения: приливо отливные, постоянные течения моря и эпизодические течения, возникающие после длительных и глубоких изменений барической и ветровой обстановки. Среди эпизодических течений известное значение могут иметь, в частности, течения, вызванные самим ветровым дрейфом льда.

Морские течения сами по себе довольно сложное явление, при наличии же ледяного покрова на море эта сложность еще увеличивается. Для того чтобы вывести определенные закономерности действия течений на ледяной покров, требуются еще многочисленные наблюдения и исследования. Здесь же мы рассмотрим и опишем только несколько общих явлений в том виде, как они проявляются в природе.

Среди независимых от ветра течений наиболее значительное влияние на состояние ледяного покрова моря имеют приливо-отливные течения. Действие таких течений особенно резко выделяется в Белом море, пожалуй единственном в этом роде среди наших ледовитых морей; столь сильных приливо-отливных течений в большинстве других морей нет. По этой причине Белое море вообще может служить хорошим объектом для изучения действия течений на состояние ледяного покрова. В дальнейшем мы надеемся еще вернуться к динамике ледяного покрова Белого моря, здесь же рассмотрим те явления, которые носят общий для всех морей характер, где существуют течения как связанные, так и не связанные с приливной волной.

Движение льда под влиянием течений в общем подобно дрейфу, вызываемому ветром. Так, движение льда может происходить только в том направлении, где есть доста-

точно свободного места. При движении редкого или разреженного льда по течению наблюдается, также как и при ветровом дрейфе, различное по скорости и направлению движение крупного и мелкого льда, т. е. перемещение крупного льда относительно мелкого. Чем гуще лед, тем движение его медленнее, причем в потоке происходят местные разрежения и сгущения; последние могут при этом иметь характер сжатий.

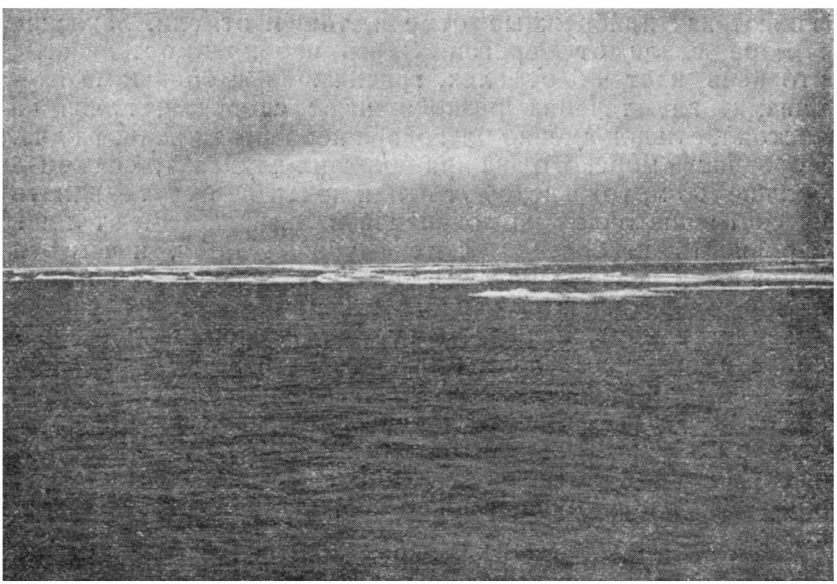

Рис. 25. Полосы льда.

Направления и скорости течений в разных точках моря различны. Эта неоднородность течений тоже сильно отражается на ледяном покрове, вызывая то сгущения, то разрежения льда. Нетрудно представить себе, где именно будут происходить сгущения или сжатия: там, где течения будут сталкиваться или сходиться, и там, где более быстрое течение будет „нагонять" более медленное, произойдет сгущение льда. Обратное распределение течений даст разрежения. Различия в скорости течений, а с ними и различия в густоте льдов могут находиться в зависимости от конфигурации береговой линии, в мелководных же районах и от рельефа дна моря. Так, из

опыта плавания во льдах известно, что у выдающихся в море мысов и отмелей чаще можно встретить более разреженные льды, чем у ровного берега или на больших глубинах. При этом наличие мелей и банок, вообще говоря, влияет на разрежение льдов в значительно большей степени, чем очертания береговой линии; примеров этого имеется много. Наиболее резко эти явления выражены в Белом море в районе так называемых Северных Кошек. В значительной степени это же наблюдается в Карском и других арктических морях. На разрежение льдов влияют как прибрежные отмели, так и отмели, лежащие в море вдали от берегов. Здесь необходимо пояснить, что речь идет об отмелях, граничащих с бо́льшими глубинами, где течения резко меняют скорости, влияя на состояние льдов именно благодаря неровности рельефа дна. Неровности морского дна при больших глубинах, скажем — больше 100 м, тоже не будут — или почти не будут — влиять на состояние льдов на поверхности. Значение имеют лишь неровности на более мелких глубинах моря, и чем эти неровности резче выражены, тем значительнее их влияние на поверхности. Из сказанного можно вывести следующее правило: в море, покрытом густым покровом льда, наиболее разреженные льды можно встретить возле отмелей, так как там действуют течения с разной скоростью. Правило будет относиться одинаково и к прибрежным отмелям и к отмелям вдали от берегов. Наоборот, над глубокими котловинами моря, где течения слабее, льды будут преимущественно держаться густо сплоченными.

На рис. 26 показаны завихрения, какие произойдут у мыска, выдающегося от берега; благодаря этим завихрениям и возникающей неравномерности течения, у мыска получаются разрежения льда. На рис. 27 в плане, а на рис. 28 в разрезе показано изменение скорости течения, пересекающего мель, и вызываемые этим обстоятельством разрежение и уплотнение льдов. Можно указать еще на местные сгущения, наблюдаемые иногда за крупными льдинами. Подобное явление происходит,[1] повидимому, потому, что льдины, не обладая хорошо обтекаемой формой, при движении под действием ветра образуют завихрения воды, благодаря чему ближайшие к „кильватерной струе“ льдины устремляются к впереди идущей (рис. 29). Помимо этих схем, можно было бы привести еще много различных примеров. Принципиальная сторона всюду остается одна —

[1] Главным образом в полосах льда.

различие поверхностных скоростей в потоке вызывает местное разрежение или сгущение льдов.

Особый случай представляют так называемые сгонно-нагонные течения. В отношении их надо отметить, что значительный подъем воды и образование обратного от

Рис. 26. Завихрения течения у берегового мыса.

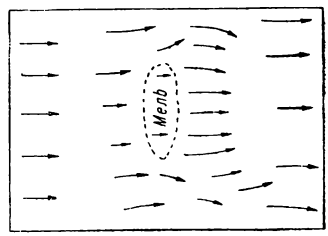

Рис. 27. Неравномерность скорости течения на мели.

берега течения могут произойти лишь при достаточном разрежении льдов. Если же лед на море будет залегать густым покровом, то как подъем воды, так и сгонное течение сколько-нибудь значительного развития

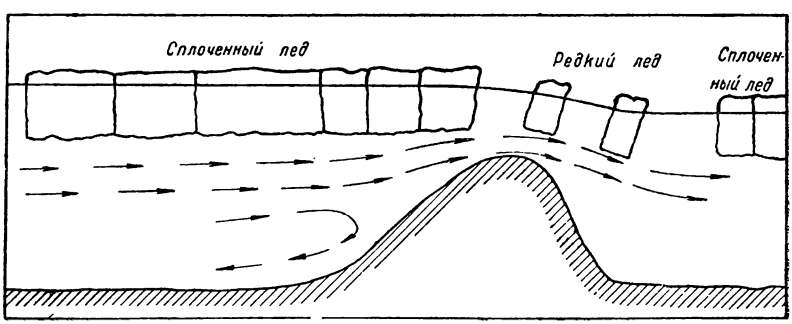

Рис. 28. Схема разрежения льда над мелью.

не получат. Надо вообще отметить, что разрежение льда от всех перечисленных причин в зимнее время, когда ледяной покров моря достигает максимальной густоты, сохраняется, но в меньшей степени, нежели летом, в период таяния. Возможность разрежения льдов безусловно зависит и от вида льдов. Битый лед легче и скорее разрежается, чем большие поля. В связи с этим районы моря с преобладанием больших полей трудно

проходимы даже при наличии полыней. Большие поля распространены преимущественно в средних частях морей; при этом чем больше по площади море, тем большего размера будут поля. В прибрежной же полосе обычно преобладают: зимой — торосистый битый и тертый лед, летом — битый лед и разрежения. В небольших по площади морях или морских заливах отчетливого распределения больших полей и битого льда не наблюдается.

Заканчивая обзор условий, при которых наблюдаются разрежение и уплотнение льда, необходимо подчеркнуть, что очень часто одно указание на наличие разрежения или уплотнения льдов еще далеко не достаточно характеризует их состояние. В отношении разрежения может быть необходимо указание на степень разрежения, опре-

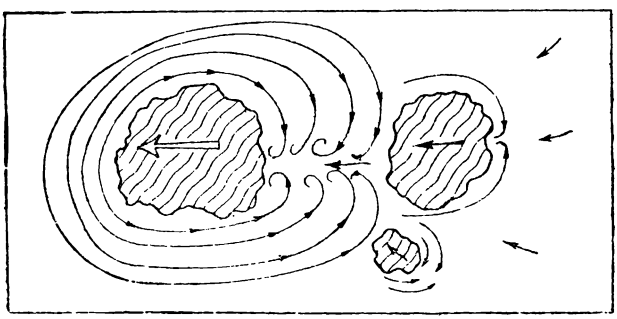

Рис. 29. Сгущение льда за крупной льдиной при ветровом движении.

деляемую баллом густоты.[1] В отношении же уплотненного состояния льдов важно иметь в виду, что уплотненный до 10 баллов лед может находиться под действием ветра или течения в состоянии сжатия, еще недостаточно сильного, чтобы вызвать торошение. С другой стороны, в отличие от предыдущего случая, уплотненный до 10 баллов лед может оставаться сплоченным без всякого воздействия на него горизонтальных сил, так сказать, в „пассивном" состоянии. Балл густоты в обоих случаях тот же, а разница, с точки зрения проходимости льдов, между этими случаями может быть очень большая, в особенности если это относится к битому льду. Кроме того, как упоминалось выше, лед часто уплотняется в полосах, разделенных

[1] Густота определяется десятибалльной шкалой, по которой 0 означает совершенно свободное от льдов море, 10 — сплошь покрытое льдами море; промежуточные цифры выражают степень густоты льдов.

чистой водой. Следовательно, иногда можно говорить об уплотненном состоянии льдов, общая густота которых меньше 10 баллов.

Отметим попутно, что при оценке густоты льдов имеют значение высота глаза наблюдателя и толщина льдов. В обычных условиях на судах дальность видимого горизонта, если наблюдение ведется из бочки на мачте, не превышает 8—11 морских миль, а с мостика это расстояние меньше. Поэтому, если действительная густота льдов составит 5—6 баллов, то благодаря сравнительно небольшой высоте глаза наблюдателя она по мере удаления от судна будет казаться больше, а на горизонте лед будет казаться уплотненным до 10 баллов. При этом ясно, что чем лед толще, тем большей будет казаться его густота. На рис. 30 схематически изображено, как падает

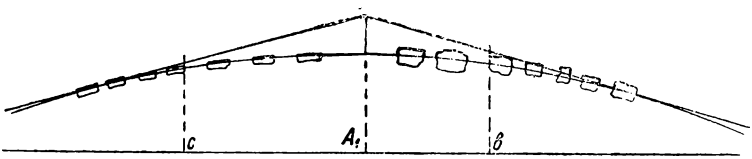

Рис. 30. Схема кажущегося увеличения густоты льда в зависимости от толщины льда.

луч зрения (из точки A) на лед по мере его удаления к горизонту. Из схемы видно, что толстые льды будут казаться сплошными уже на расстоянии A_1b, а тонкие начнут сливаться лишь на расстоянии A_1c. Бóльшая толщина льдов будет иметь следствием некоторое удаление линии горизонта от точки A, что еще несколько усилит впечатление сплоченности льдов. Таким образом, оценка густоты льдов может сопровождаться заметными искажениями; кроме того, немалую роль при оценке густоты играет индивидуальная ошибка наблюдателя. Более близкая к действительности оценка густоты льда может быть произведена с самолета.

Толщина льдов и их количество

Ранее уже упоминалось о разнице между толщиной льда так называемого „нормального намерзания“ и общей мощностью льда, образовавшегося в результате различных деформаций. Толщина льда при „нормальном намерзании“ зависит прежде всего от количества расходуемого морем

тепла. К. Вейпрехт впервые произвел наблюдения над ростом морского льда во время зимовки у Земли Франца-Иосифа и дал следующую таблицу соотношений между толщиной льда и числом градусо-дней мороза.[1]

Таблица 6

500 С дают толщину льда	51 см	5000 С дают толщину льда	189 см
1000	80	6000	208 „
2000	115	7000	222
3000	145	8000	237
4000	170		

Далее К. Вейпрехтом было подсчитано, что многолетний лед в районе Земли Франца-Иосифа при спокойном намерзании может достичь предельной толщины 2,60 м. Эта цифра приближается довольно близко к действительно наблюденным величинам в открытом море. Так, Нансен на гладких местах полей пака наблюдал лед толщиной около 3 м; толщина льдины дрейфующей станции „Северный полюс" также составляла 3 м.

В результате многочисленных наблюдений на полярных станциях, расположенных в различных районах Арктики, удалось вывести более надежные зависимости между ростом льда и числом градусо-дней мороза и определить прирост льда при различных условиях.

Н. Н. Зубов дает следующую таблицу прироста льда в сантиметрах за сутки при данной отрицательной температуре воздуха (средней за сутки) и при данной начальной толщине льда.

Таблица 7

Толщина льда	Температура					
	—5	—10	—15	—20	—25	—30
0	0,79	1,55	2,29	3,02	3,72	4,41
5	0,66	1,30	1,94	2,56	3,17	3,76
10	0,57	1,13	1,68	2,21	2,75	3,38
15	0,50	0,99	1,47	1,95	2,43	2,89
20	0,44	0,88	1,31	1,72	2,17	2,59
30	0,37	0,81	1,08	1,44	1,70	2,05
40	0,31	0,61	0,92	1,22	1,52	1,82
50	0,26	0,53	0,80	1,06	1,32	1,58

Но эти соотношения и расчеты справедливы лишь при условии, что лед образовался ровным слоем и в течение

[1] Число градусо-дней мороза означает сумму средних суточных отрицательных температур воздуха.

всей зимы сохранял неизменным свое положение, не взламывался ветром и течением, не подвергался деформациям. В этом случае можно было бы более или менее просто вычислить толщину льда по температурам и определить все количество льда в том или ином море. Однако деформирующие ледяной покров процессы нарушают эту простоту, и в настоящее время ни рассчитать, ни даже определить действительную среднюю толщину ледяного покрова, подвергшегося сжатиям и торошениям, не представляется возможным. Мы также не в состоянии определить количество льда в тоннах или кубических километрах еще и потому, что, помимо указанной причины, не знаем, какая часть площади моря бывает покрыта льдом. В самом деле, трудно себе представить, чтобы в открытом море где-либо сохранился хотя бы небольшой участок льда, не тронутый общим движением льдов с его беспрерывным сжатием, наслоением, взломом, или отсутствовали полыньи, разводья и т. д.

Сказанное, однако, не исключает возможности выяснить некоторые общие положения. Так, например, можно утверждать, что действие деформирующих сил ведет к увеличению количества льда в объемных единицах. Раньше уже упоминалось, что при торошениях и наслоениях на оголенных частях моря происходит добавочное ледообразование, которое можно приближенно вычислить по установленным эмпирическим формулам или по таблице Вейпрехта.

Возьмем два равных участка моря, на которых происходит образование льда (рис. 31). На обоих участках толщина льда при 500 градусо-дней мороза будет равняться одной и той же толщине — 51 см. Допустим, что далее под влиянием ветра произошло наслоение и лед с участка A оказался нагроможденным на участок B. В этом случае весь участок A будет представлять чистую воду, а участок B будет покрыт льдом двойной толщины (102 см). При дальнейшем образовании льда следующие 500 градусо-дней мороза дадут снова на участке A лед толщиной 51 см, а на участке B примерно 15 см прироста к имевшимся 102 см. Таким образом, в результате наслоения при 1000 градусо-дней мороза мы получаем суммарный слой льда на обоих участках, вместе взятых, толщиной в 168 см. Если намерзание происходило бы без взлома и наслоения, то за те же 1000 градусо-дней мороза на обоих участках вместе получилось бы $80 \times 2 = 160$ см. Следовательно, благодаря вмешательству силы ветра мы получили некоторый „дополнительный“ прирост льда — примерно 8 см на обоих, вместе взятых, участках. Это количество льда обра-

зовалось вследствие того, что на освободившейся части моря нарастание нового льда происходило быстрее, чем при наличии ледяного покрова. Последний, как известно, задерживает теплоотдачу, что сильно влияет на рост льда.

Таким образом, мы видим, что благодаря сжатиям и торошениям получается „добавочное" количество льда за счет более значительной потери тепла морской водой. Чем чаще образуются наслоения и нагромождения в море, тем больше получается „добавочного" льда. Наслоения же,

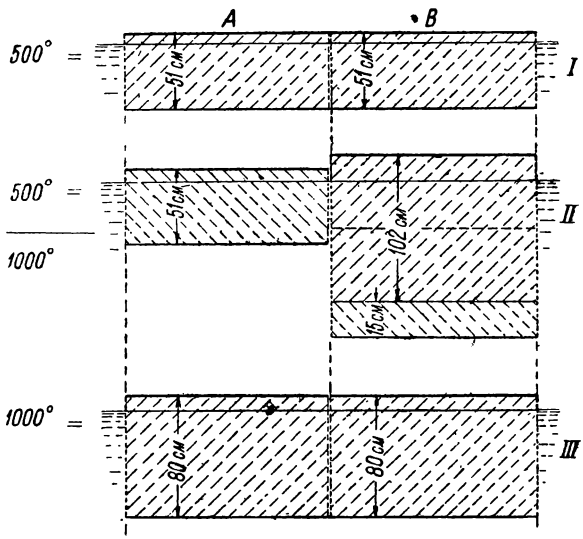

Рис. 31. Схема „добавочного" ледообразования.

как мы знаем, не ограничиваются только единичным навалом льдины на льдину, как это указано в нашем примере. Выше мы рассматривали различные случаи торошения и знаем, что гладкие поля больших размеров при сильном давлении могут быть нагромождены в очень крупные торосы, небольшие по площади, но весьма значительные в глубину и высоту. В результате освобождаются от льда большие площади моря.

Нагромождения льда как на береговых отмелях, так и на пловучих льдах в виде торосов зависят главным образом от силы и направления ветра. Понятно, что эти нагромождения при сжатиях будут наибольшими там, где действует большая масса льдов. В сравнительно закрытых морях, как Карское (особенно юго-западная часть) или

Белое море, нагромождения не могут быть такими большими, как, например, в Восточносибирском или Чукотском морях, где открыт свободный доступ льдов со стороны Полярного бассейна (рис. 32). При прижимных ветрах торосообразование будет происходить более интенсивно.

Таким образом, основными факторами, влияющими на образование льда, его прирост и общее количество (объемное) являются: 1) температура воздуха (градусо-дни мороза); 2) сжатия и наслоения, вызывающие „добавочное" ледообразование и увеличивающие мощность льдов; 3) господствующие ветры — сила их и направление.

Теперь рассмотрим факторы, способствующие уменьшению количества льда в море. Из них основную роль

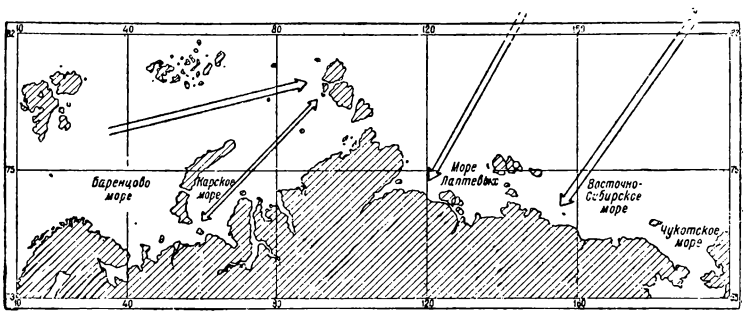

Рис. 32. Схема, показывающая направление максимальных ветровых нажимов льдов в северосибирских арктических морях.

играют теплые морские течения. Количество льдов в том или ином море находится в прямой зависимости от количества тепла, приносимого этими течениями. Так, например, от теплого Нордкапского течения зависит ледовый режим Баренцова моря и частично Карского. Влияние теплого течения особенно сильно сказывается на юго-западной, совсем не покрывающейся льдом части Баренцова моря.

Большое влияние на количество льда оказывают теплые речные воды. Это особенно сильно заметно в Карском море, где реки Обь, Енисей, Пясина и др. играют чуть ли не решающую роль в ледовитости района между островом Диксона и проливом Вилькицкого. Воды, выносимые рекой Леной, влияют на льды восточной части моря Лаптевых, воды Колымы — на Восточносибирское море и т. д. Однако установить определенную связь между количеством льда в арктических морях и количеством выносимой в эти моря

речной воды в настоящее время еще не представляется возможным.

На количество льдов влияют также постоянные течения, выносящие лед из того или иного моря. В арктических морях Советского сектора Арктики происходит постоянный вынос льдов преимущественно в Центральный полярный бассейн, за исключением Баренцова моря, льды которого разрушаются и уничтожаются в основном на месте. Наряду с этим существует вынос льдов из одного моря в другое. Так, например, из Баренцова моря некоторое количество льда выносится в Карское море через Карские Ворота и через широкий проход между Землей Франца-Иосифа и мысом Желания. Часть льдов Баренцова моря выносится также в Гренландское море. Из Карского моря лед выносится в море Лаптевых через пролив Вилькицкого, из Восточносибирского в Чукотское и т. д. Количество выносимых льдов зависит от скорости течения и от режима ветра. Кроме того, вынос льдов из таких морей зависит от скорости дрейфа льда в Центральном полярном бассейне. Так как последний подвержен колебаниям, то и вынос льдов из морей, расположенных на его периферии, из года в год и в более короткие промежутки времени заметно колеблется. Вопрос о течениях в арктических морях составляет одну из важнейших, хотя и весьма сложных задач, связанных с изучением динамики льда.

Некоторое влияние на количество льда оказывает снег, значение которого рассматривалось нами ранее. Выпавший еще осенью, при начале образования льда, снег несколько задерживает развитие ледяного покрова в толщину, уменьшая тем самым количество льда в объемных единицах. С другой стороны, выпавший перед началом таяния слой снега, охлаждая воду, может несколько задержать таяние льда, а снег, покрывший старый ледяной покров незадолго до окончания таяния, может и совсем прекратить дальнейшее его таяние. Поэтому определение количества снега, выпавшего на лед и на поверхность моря, как в данный момент, так и в течение всего года представляет несомненный интерес.

Таким образом, мы видим, что, помимо таяния, на уменьшение количества льдов влияют: 1) теплые течения и приток речных вод, 2) вынос льдов постоянными течениями и ветром, 3) снег на льду в период замерзания.

Некоторое значение, как отмечалось выше, может иметь также наличие „старых" льдов, не успевших растаять за лето и несколько сокращающих расход тепла морем в начале зимы (см. стр. 57 и 58).

Измерение толщины льда

Как уже упоминалось, действительную толщину льдов в море ни в коем случае нельзя безоговорочно сравнивать с теоретической, т. е. с толщиной нормального намерзания, вычисленной по количеству затраченного на ледообразование тепла.

Непосредственное измерение толщины морских льдов, вследствие неровности нижней и верхней поверхности их, довольно затруднительно. Гладкое ровное поле льда измерить очень просто; достаточно взять разделенную на сантиметры рейку, к нижнему концу которой под прямым углом приделана другая рейка, несколько короче первой, подвести ее под нижнюю поверхность льдины и, приложив ее плотно, сделать отсчет у верхней поверхности поля. Но такого ровного льда в море очень мало, и он ни в коем случае не является характерным. Иначе обстоит дело с измерением торосистого поля. Способ просверливания до воды и измерение рейкой здесь не дадут правильных результатов, так как измеренная толщина будет характеризовать только одну случайную точку. Для приближенного измерения толщины неровного торосистого поля можно применить следующий способ — измерить высоту надводной части льда в нескольких местах, определить удельный вес льда, а затем по известной формуле вычислить осадку поля. Некоторая неточность в определении удельного веса и в определении средней высоты ледяного поля над уровнем моря в таких приближенных измерениях большой роли играть не будет. Из всех других этот способ даст наиболее близкий к действительности результат.

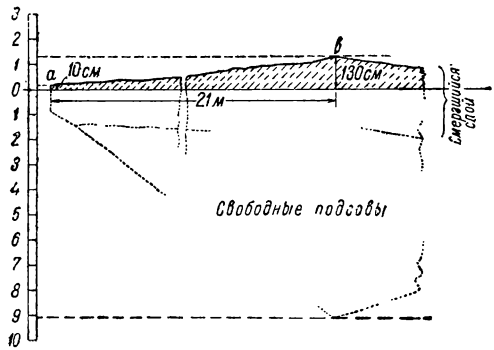

Рис. 33. Схема измерения высоты надводной части льдины.

Приведем несколько примеров измерений толщины льда, выполненных в 1937 г. на ледокольном пароходе „В. Русанов“ в Карском море. На рис. 33 схематически изображено измерение надводной части обломка торосистого поля, образовавшегося из тонкого льда. Измерение произведено

23 августа в районе W входа в пролив Вилькицкого. Высота надводной части обломка поля в точке *A* составляла 10 см. На расстоянии 21 м от этой точки высота постепенно утолщающегося поля достигала 130 см.

На рис. 33 соотношение между надводной и подводной частями условно принято 1:7, т. е. одна надводная часть соответствует семи подводным. На схеме видно, что сравнительно небольшой обломок поля имеет осадку больше 9 м. Однако надо полагать, что в своей средней части он имеет еще бо́льшую осадку, так как измерения высоты гряды ропаков над поверхностью поля показали высоту в 100, 105 и 145 см. Кроме того, на поле лежал слой снега, толщина которого колебалась между 10, 15 и 20 см.

Для некоторой характеристики мощности льдов Карского моря приведем еще два измерения, произведенные 20 сентября того же года к W от полуострова Заря. Лед был прижат течением к берегу и неоднократно подвергался сжатиям, возникшим в результате действия ветра и течения. Ледяное поле было покрыто 24-сантиметровым слоем снега. Толщина отдельных обломков льда на поле достигала 100—150 см. Высота гряды тороса от поверхности поля составляла 300 см, а от уровня воды —330 см. Высота надводной части поля колебалась от 20 до 55 см. Высота отдельного ропака, расположенного на обломке торосистого поля, достигала 290—300 см. Измерения другого ледяного поля показали: высота ропаков от уровня воды 147—182 см, от поверхности ледяного поля — 95—130 см. После повторного сжатия, приблизительно в том же месте (немного дальше на NE), 25 сентября были сделаны новые промеры льда и снега. Оказалось, что слой старого (твердого) снега на ледяном поле составлял от 20 до 50 см, а вновь выпавшего — 18 см. Толщина обломков льда торосов колебалась от 100 до 200 см. Высота гряды ропаков от поверхности поля составляла 250—300 см, высота гряды торосов от уровня моря — от 500 до 600 см. Высота надводной части ледяного поля, измеренного в разных местах, составляла 29, 70 и 120 см. Высота отдельных ропаков, образовавшихся при последнем сжатии, в разных местах оказалась 200, 300 и 500 см.

Приведенные данные показывают, до какой высоты может нагромождаться лед при летних сжатиях и какой величины может достигать осадка торосистых полей. Так, если в последнем случае принять высоту тороса над уровнем моря равной 5 м, то при отношении надводной и подводной частей как 1 к 7 максимальная осадка его должна была бы составить 35 м. Приведенные примеры указывают на то, что в арктиче-

ских морях средняя толщина льда может значительно превосходить предельную толщину льдов нормального намерзания (2,6 м). Средняя толщина льда даже в Белом море бывает значительно больше. Так, например, измерения, произведенные с ледокольного парохода „В. Русанов" 19 марта 1937 г. в центральной части бассейна близ Терского берега, показали: слой снега на поле составлял 1,5—2 см; толщина ропаков 18—24 см. Высота торосистой гряды от верхней поверхности поля 190 см. Высота надводной части ледяного поля 5 см; высота другого торосистого поля — от уровня воды 36 см. Высота отдельного ропака на поверхности обломка торосистого поля 190 см. Отметим при этом, что в 1937 г. мощность ледяного покрова была, повидимому, незначительна, так как в течение зимы на большинстве отмелей, известных под названием Северных Кошек, не наблюдалось даже стамух, что бывает редко.

Приблизительную осадку ледяного торосистого поля можно определить, наблюдая, на какой глубине оно садится на мель. В Карском море торосистые льды средней толщины садятся на мель на глубине около 9,5 м. При этом отдельные подсовы, торчащие под ропаками значительно глубже, не могут остановить поле, увлекаемое течением или ветром, так как оно садится на мель лишь более плотной смерзшейся массой подсовов. В Белом море обмеление торосистых полей наблюдается начиная с шестиметровых глубин. Что же касается льдов в море Лаптевых, Восточносибирском и Чукотском, то вследствие отсутствия непосредственных измерений говорить об их действительной мощности мы не имеем оснований. Можно, однако, полагать, что толщина их должна быть несколько больше, так как льды здесь подвергаются более сильным сжатиям. Также значительно больше должна быть средняя толщина льдов в Центральном полярном бассейне.

V. ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ МОРЕЙ ПО ХАРАКТЕРУ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА [1]

Изложенную в предыдущих главах характеристику морских льдов естественно будет дополнить хотя бы самым общим выяснением типичных отличий в ледовом режиме морей, находящихся в разных географических и климатических условиях.

В зависимости от того, насколько постоянным остается ледяной покров моря в течение года — исчезает ли он летом совсем, или только частично, или, наконец, уменьшается очень мало, а также в зависимости от изменений ледовитости от года к году, можно наметить три основных группы морей. Особенности их приводятся ниже. [2]

I группа. — *Моря с сезонным ледяным покровом.* Моря, относящиеся к этой группе, расположены в климатической зоне, весьма приблизительными границами которой можно принять: на юге — январскую нулевую изотерму, а на севере (еще более грубо) — годовую нулевую изотерму. Следующие черты являются в основном характерными для ледового режима морей этой группы. Летом моря полностью освобождаются от льдов. Зимой в большинстве случаев они покрываются льдом не полностью; нередко же даже бо́льшая часть моря остается свободной от льда в течение круглого года. Период таяния льдов краток, и виды талых льдов поэтому недолговечны. Изменения ледовитости от года к году очень велики, в связи с чем многолетняя

[1] Приводимая попытка классификации не претендует на исчерпывающую строгость и имеет в виду лишь моря Северного полушария.

[2] От редактора. Несколько иное подразделение морей и районов океана по характеру ледовых условий было предложено Н. Н. Зубовым („Морские воды и льды", 1938); оно не могло быть использовано автором, писавшим эту книгу в конце 1937 — начале 1938 г. во время зимовки на Земле Франца-Иосифа. Сделанная автором попытка представляет несомненный интерес, однако рассматривать предлагаемое им деление следует лишь как весьма обобщенную схему, конкретное приложение которой к отдельным морям может в ряде случаев потребовать уточнений и оговорок.

амплитуда ледовитости является наибольшей среди всех трех групп морей. Значительно колеблется при этом не только площадь, занимаемая льдами, но и время покрытия льдами, а также и мощность льдов. Характерной особенностью является то, что лед, будучи весь „однозимним", достигает путем намерзания лишь умеренной толщины, хотя нагромождения могут достигать и значительных размеров.

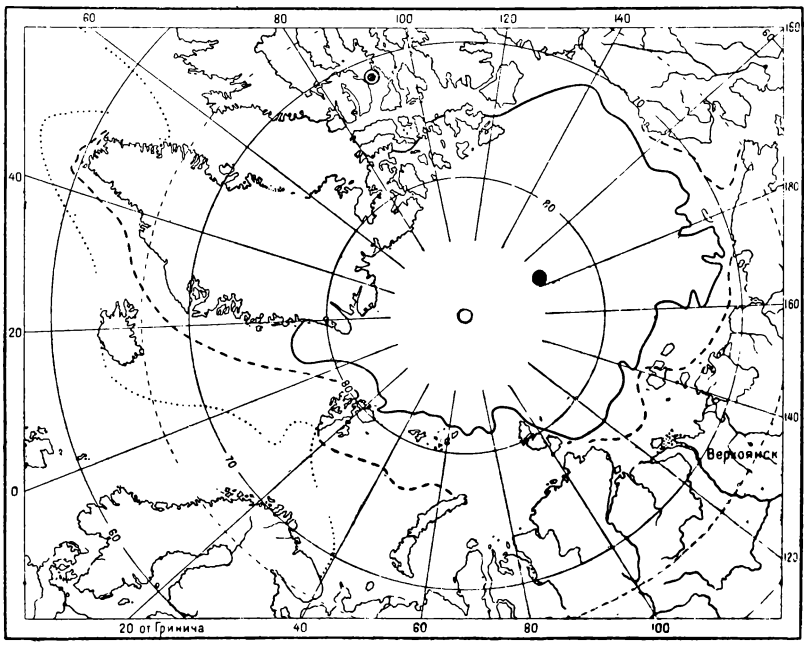

Рис. 34. Некоторые особенные точки и линии Арктики.

1 *2* *3* *4* *5* *6*

1 — северный географический полюс; *2* — магнитный полюс северного полушария; *3* — полюс недоступности — точка, наиболее удаленная от северных оконечностей полярных островов; *4* — средняя южная граница морских льдов в августе; *5* — северная граница свободного плавания кораблей; *6* — крайняя южная граница распространения морских льдов.

При всем сказанном индивидуальные особенности ледового режима отдельных морей с сезонным льдом сильно зависят от местных условий и потому гораздо более резко выражены, чем у морей следующей группы.

II группа. — *Арктические моря.* Границы зоны, занимаемой морями, относящимися к этой группе, можно наметить тоже лишь весьма ориентировочно, принимая за них на

юге нулевую годовую изотерму, а на севере — границу активного плавания судов в летнее время. Северная граница близка, таким образом, к положению, занимаемому склоном материковой ступени, т. е. к границе Центрального полярного бассейна. Основными характерными особенностями ледового режима арктических морей являются следующие: таяние льдов в летний период разрушает лишь часть ледяного покрова моря; часть льдов остается нерастаявшей к началу нового замерзания и переживает вторую зиму. При этом период таяния растянут, он охватывает все лето, в связи с чем талые формы льдов приобретают наибольшее развитие и наблюдаются в море долго. Многолетняя амплитуда ледовитости, как правило, меньше, чем в морях с сезонным льдом.

III группа. — *Центральный полярный бассейн.* Моря, которые следовало бы относить к III группе, представлены одним только Центральным полярным бассейном Северного Ледовитого океана, что и отражено в названии. Тем самым определены и географические границы соответствующей зоны. Центром ее следует считать так называемый „полюс недоступности". Характерными чертами ледового режима являются предельная мощность и крупные размеры многолетних торосистых полей, носящих название „полярного пака" и покрывающих весь Центральный полярный бассейн относительно сплоченным покровом. Мощность и формы полей пака мало изменяются в период таяния. Распад торосистых полей почти не происходит, исчезает лишь тертый и измельченный лед в полыньях.

Даже к концу периода таяния сколько-нибудь значительные участки моря не освобождаются от льдов, в соответствии с чем как годовая, так и многолетняя амплитуды ледовитости ничтожно малы.

VI. ВИДЫ И ФОРМЫ ЛЬДОВ, ИХ НАЗВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ

Несмотря на кажущееся бесконечное разнообразие морских льдов, их можно разделить на несколько основных видов, а последние на отдельные формы.

Попытаемся установить такое подразделение и изложить взаимную связь различных видов и форм льдов. Насколько окажется возможным, изложение будем вести в той последовательности, в какой виды и формы льдов возникают в море при замерзании и исчезают при таянии, принимая в основу наиболее употребительные названия.

Прежде всего можно выделить два основных вида — льды нормального замерзания, т. е. такие, которые не подвергались никаким деформациям, и льды деформированные, т. е. подвергавшиеся сжатию с последующим изломом и торошением. Эти два основных вида можно разделить на несколько групп, а каждую группу — на отдельные подгруппы или формы. Далее следует учесть, что в период образования льда, пока держатся морозы, в море иногда можно встретить все без исключения виды, от самых первичных форм — сала и шуги — до наиболее мощных торосистых нагромождений. Во время таяния происходит постепенное исчезновение видов, начиная от мелких и слабых льдов. К концу периода таяния остаются лишь более крупные формы. Поэтому число форм, встречаемых в арктических морях в летнее время, значительно меньше, чем в период образования льда.

Кроме того, общеизвестно, что морской лед разделяется на неподвижный и дрейфующий. Под первым понимается лед, скрепленный с берегом, а также лед, стоящий на мели. К дрейфующим льдам относятся льдины размерами от небольших кусков до больших ледяных полей площадью в несколько десятков и сотен квадратных километров, способные свободно передвигаться под влиянием ветра и течения.

Соответственно сказанному, подразделение морских льдов можно свести к следующей таблице, включающей лишь наиболее существенные виды и формы.[1]

ТАБЛИЦА ЛЕДОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Период намерзания	*Период таяния*
А. Дрейфующие льды	
I. Льды нормального замерзания	
а. Группа ниласовых льдов	
1. Сало	1. Не встречаются
2. Шуга	2.
3. Темный нилас	3.
4. Светлосерый нилас	4.
б. Группа ровных льдов	
5. Тонкий гладкий лед	5. Не встречается
6. Толстый ровный лед	6. Тающие ровные поля
II. Деформированные льды	
в. Группа битых льдов	
7. Битый лед (смесь)	7. Битый — Тающие
8. Крупнобитый	8. Крупнобитый — Тающие
9. Мелкобитый	9. Мелкобитый — Тающие
10. Тертый лед	10. Не встречаются
11. Ледяная каша	11. Не встречаются
12. Блинчатый лед	12. Не встречаются
13. Снежура (обособленный вид)	13. Не встречается
г. Группа торосистых льдов	
14. Легкоторосистый лед	14. Тающие поля (в том числе поля со сквозными проталинами)
15. Сморози	15.
16. Торосистые поля	16.
17. Тяжелый торосистый лед (в том числе многолетний)	17.
18. Полярный пак	18.
Б. Неподвижный лед	
19. Припай ровный	19. Припай тающий
20. Припай торосистый	20. Припай тающий
21. Стамухи	21. Стамухи тающие

МАТЕРИКОВЫЕ ЛЬДЫ В МОРЕ

22. Айсберги

---

[1] Подобные подразделения или классификации льдов существуют как у нас, так и за рубежом в ряде вариантов. Некоторые из них сложились на практике, другие были предложены или разработаны отдельными учеными. С развитием ледовых исследований в Советском Союзе стала все острее ощущаться необходимость установления единой, общепринятой классификации и терминологии морских льдов. Это привело

Для характеристики некоторых перечисленных форм и отличия их между собой приводим краткие описания общего внешнего вида, процесса образования, мощности и других особенностей каждой отдельно взятой формы.

Сало — скопление в поверхностном слое воды ледяных кристаллов — игл,[1] не смерзшихся еще в сплошную ледяную корку. Сало располагается на поверхности моря в виде отдельных, матового цвета пятен, полос и скоплений. При слабом ветре и волнении эти скопления препятствуют появлению ряби, благодаря чему резко выделяются на поверхности моря, приобретая вид разлитого местами на поверхности моря масла, сглаживающего рябь. Толщина слоя незначительна, вряд ли превышает 0,5 см. Сало быстро переходит в другие формы льда, и поэтому его можно наблюдать только в период его образования. В конце периода замерзания сало встречается лишь в полыньях или у кромки льдов, притом в незначительных количествах.

Шуга — рыхлые отдельные куски льда темного мутно-серого цвета, образующиеся на поверхности моря из пятен сала в процессе их смерзания. Смерзание начинается обыкновенно в центральной части пятна сала и затем распространяется к его краям. Поэтому по краям шуги почти всегда можно наблюдать сало. Прочность шуги очень мала, под влиянием волнения она легко распадается. Цвет темнее в средней части куска. Толщина весьма неравномерна, порядка нескольких сантиметров, под влиянием сжатий может достигать и бо́льших величин.

к разработке в 1926 г. специальной комиссией Гидрографического управления УМС РККА такой классификации, одобренной на Всесоюзном гидрологическом съезде и опубликованной в „Альбоме ледовых образований" (изд. ГУ УМС РККА, 1926 и 1931 гг.) и в других местах. В последнее время эта классификация была переработана и в новом виде одобрена 26 мая 1938 г. в заседании Междуведомственного бюро ледовых прогнозов Главсевморпути. Эта классификация и применяется в настоящее время в арктических советских морях. Она же легла в основу нового „Альбома ледовых образований", изданного Арктическим институтом в 1939 г.

Подразделение морских льдов, даваемое автором и помещенное в настоящем разделе, несколько отличается от классификации, принятой Бюро ледовых прогнозов. Тем не менее, в целях фиксации и возможно более полного использования богатого опыта автора, представлялось целесообразным опубликовать его классификацию и притом именно в том виде, как она сложилась у него в итоге многолетних работ по льдам, т. е. без попыток приспособления ее к ныне принятой. Это тем более целесообразно, что различия между обеими классификациями не столь существенны, главная же цель настоящего раздела состоит в описании особенностей отдельных видов и форм морских льдов. *(Прим. ред.)*

[1] Ледяные иглы — самая первая форма образования льда в море. *(Прим. ред.)*

При продолжающемся ледообразовании шуга, как и сало, быстро исчезает как самостоятельный вид льда и в условиях спокойного намерзания превращается в темный нилас; при деформациях — сбивается в густую массу, не образуя блинчатого льда. При обильных снегопадах на средних частях кусков шуги ненадолго удерживается снег. При таянии шуга разрушается, также как сало, довольно быстро.

Темный нилас образуется на спокойной поверхности моря от смерзания шуги и представляет собой уже слитный, хотя еще тонкий ледяной покров рыхлого строения. Отличительной особенностью темного ниласа, когда он плавает на поверхности воды, является его темный цвет. Среди старых льдов, в особенности покрытых снегом, темный нилас кажется почти черным. Однако вынутый из воды он представляет собой светлосерый, непрозрачный рыхлый плоский лед. В тихую погоду он может покрывать значительные части моря почти сплошным покровом, оставляя, однако, редкие промоины с салом по краям и чистой водой в середине. Толщина его неравномерная, около 2—3 см. Благодаря значительному количеству рассола на поверхности темного ниласа, выпавший снег долго на нем не удерживается и быстро тает. Темный нилас встречается в течение всего периода замерзания в полыньях или на открытых участках моря; при дальнейшем намерзании переходит в светлосерый нилас; при ветрах образует наслоения в очень значительных размерах. Характерной особенностью в начале наслоения является переплетение кромок наслаивающихся друг на друга ниласовых льдин длинными языками, очень легко скользящими по поверхности льда (рис. 13). В наслоенных местах темный нилас приобретает светлосерый цвет; при волнении часто образует ледяную кашу, битый и блинчатый лед; при таянии исчезает, не образуя никаких особых форм.

Светлосерый нилас образуется от намерзания темного ниласа и сохраняет еще характерную черту ниласов — рыхлое строение. Если намерзание происходит при спокойном море и значительном морозе, то при отсутствии снега на поверхности ниласа появляются соляные кристаллы в виде перьев. Светлосерый нилас достигает толщины 7—8 см. При спокойном намерзании покрывает сплошным покровом весьма значительные пространства моря и в течение всего холодного времени встречается в полыньях или на свободных от другого льда участках моря. Дальнейшее намерзание превращает его в тонкий твердый лед. Светлосерый нилас является первым видом льда, удерживающим на поверхности снег. При деформациях дает битый лед, при сжатиях обра-

зует незначительные торосы; наслоения достигают больших размеров. При волнении превращается в блинчатый лед. В изломах сохраняет характерный серый цвет, а при наслоениях часто дает светлозеленый оттенок.

Тонкий гладкий лед является первым видом твердого льда нормального замерзания. Имеет ровную гладкую поверхность, обыкновенно со снегом. Толщина от 10 до 30 см. При спокойном намерзании поля тонкого гладкого льда достигают весьма больших размеров, но под влиянием ветра в открытом море наслаиваются друг на друга.

Без наслоений тонкий гладкий лед может намерзать только в закрытых заливах или бухтах, превращаясь в дальнейшем в толстый ровный лед. При деформациях тонкий гладкий лед принимает различные виды — битый, тертый, торосистый — и подвергается значительным наслоениям, образуя большие 2—3-слойные поля, сохраняющие гладкую поверхность. При торошении образует очень большие гряды торосов, а на отмелях — высокие стамухи. Изломы льда в отличие от ниласов имеют зеленоватый цвет, особенно в середине, с переходом в серый ближе к верхней и нижней поверхностям. При таянии на поверхности тонкого гладкого льда образуются большие проталины, он делается рыхлым и легко распадается.

Толстый ровный лед есть конечная стадия развития тонкого гладкого льда. Нормальное намерзание его происходит преимущественно в закрытых бухтах, где при отсутствии сильных подледных течений толстый ровный лед достигает толщины 100—200 см, в зависимости от зимних температур воздуха и толщины слоя снега на поверхности во время намерзания. Среди подвижных льдов моря этот вид вообще встречается реже и бывает почти всегда наслоенным. При сжатиях ломается и образует торосы и битый лед. При таянии на его поверхности образуются проталины, и он распадается на отдельные более мелкие куски.

Схемы описанных ледовых форм приведены на рис. 35.

Битый лед во всем своем разнообразии является одним из наиболее распространенных видов морских льдов. Обычно битый лед встречается среди полей, но часто и один занимает большие пространства моря.

Битый лед есть в основном результат излома, а также распада различного вида ледяных полей. Соответственно этому и форма и толщина битого льда зависят от того, из какого льда он образовался. Относительное количество битого льда в различных морях различно. В морях, где наблюдается большая подвижность льдов, битого льда больше, чем в морях с незначительной подвижностью.

Относительное количество битого льда колеблется также и в зависимости от сезона. В начале и первой половине зимы битого льда меньше, в особенности при интенсивном замерзании, благодаря которому битый лед превращается в сморози. Перед концом таяния битого льда больше всего.

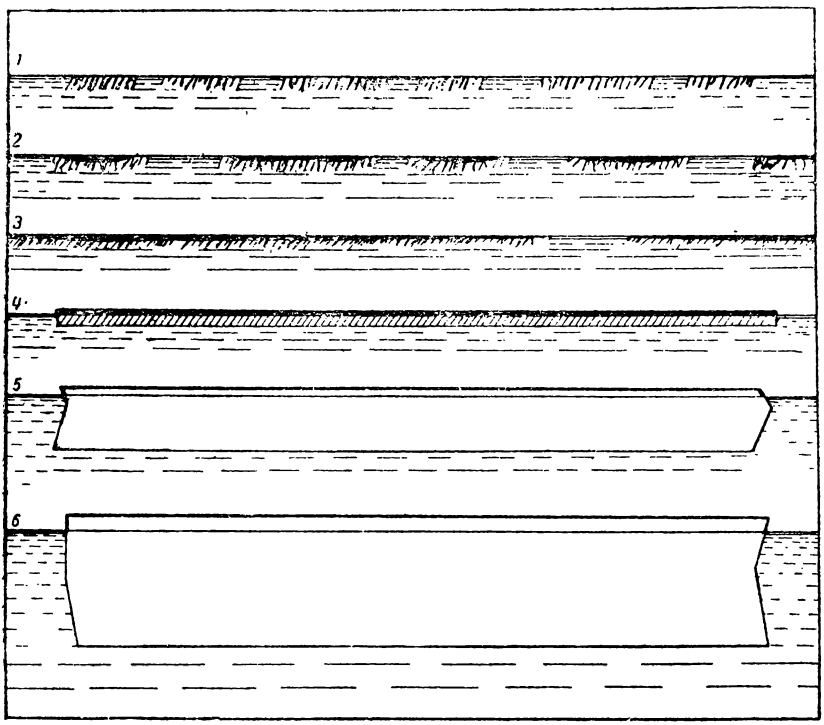

Рис. 35. Схема сала (*1*), шуги (*2*), темного ниласа (*3*), светлосерого ниласа (*4*), тонкого гладкого льда (*5*), толстого ровного льда (*6*).

Крупнобитый лед (рис. 36), представляющий собой крупные обломки ледяных полей, образуется только при повторных разрежениях и сжатиях полей. В течение периода замерзания крупнобитый лед редко является преобладающим на видимом горизонте, так как он всегда сопровождается или мелкобитым льдом или полями. Только в период таяния иногда встречаются районы моря, где крупнобитый лед преобладает над другими видами. Обычно это совпадает с моментом распада во время таяния ледяных полей на более мелкие

части, когда небольшие куски льда уже успели растаять. При смерзании крупнобитого льда образуются так называемые сморози, при сжатиях — торосистый лед. Крупнобитый лед может образоваться в значительных количествах осенью и зимой в районах моря, граничащих с чистой водой, где поля ровного или торосистого льда разрушаются волнами.

Мелкобитый лед (рис. 35) — небольшие куски льда самых разнообразных форм. Мелкобитый лед в том или ином количестве сопровождает все другие виды льда, располагаясь между полями и крупнобитым льдом. В зимнее время мелкобитый лед всегда окружен либо тертым льдом,

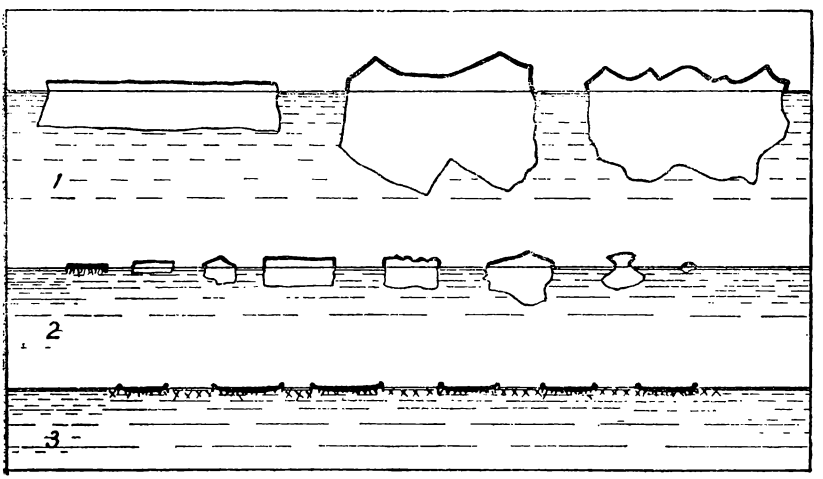

Рис. 36. Схемы крупнобитого (*1*), мелкобитого (*2*) и блинчатого (*3*) льда.

либо ледяной кашей. Мощность мелкобитого льда зависит от состояния его — при разрежениях мелкобитый лед расплывается и представляет тонкий слой редкого льда, а при сжатиях образует слой такой же, а иногда и большей мощности, какую имеют окружающие льды. В период таяния мелкобитый лед является последним видом, какой приобретает лед перед исчезновением.

Тертый лед (рис. 37) представляет собой белую порошкообразную сыпучую ледяную массу, отличающуюся от снега своим несколько сероватым цветом. Образуется тертый лед при сильных сжатиях, а главным образом — от взаимного трения движущихся масс льда. Тертый лед располагается по краям других льдов на их поверхности; особенно значительные навалы его встречаются вдоль кромки припая, обычно граничащего с дрей-

фующими льдами. Большие навалы его попадаются и на движущихся полях; чем толще лед и больше размеры полей, тем значительнее количество тертого льда.

Тертый лед встречается почти исключительно зимой, так как с наступлением периода таяния он быстро исчезает. В течение периода замерзания тертый лед играет довольно видную роль: заполняя все промежутки между кусками льда, он способствует их смерзанию и спайке в сморози.

Ледяная каша (рис. 37) представляет собой тот же тертый лед, но расположенный не на поверхности других льдин, а в воде в промежутках между ними и, частично, под ними (см. схему). Появляется с самого начала образования льдов при первых же деформациях льда от ветра, волны и сжатий. Сопутствует всем видам льда, но лишь до начала

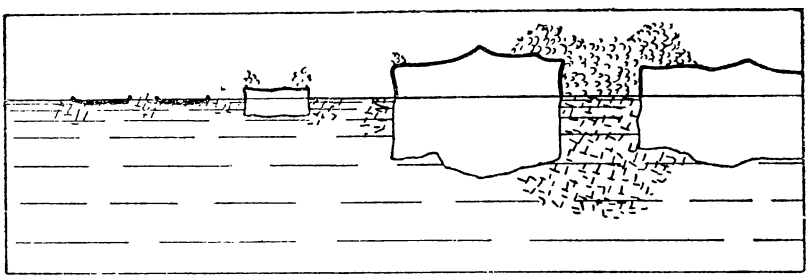

Рис. 37. Схема расположения тертого льда и ледяной каши в промежутках между льдинами.

таяния. Иногда достигает очень мощных скоплений, превышающих 5—6 м толщины. В значительно большей степени, чем тертый лед, способствует смерзанию битого льда в сморози, а в отдельных случаях, при больших скоплениях, образует и самостоятельные сморози. Такие сморози могут достигать значительных размеров.

Блинчатый лед (рис. 36). Под этим названием известна стоящая несколько особо разновидность битого льда, образующаяся путем разламывания волной ниласа и механического окатывания его кусков. [1] Блинчатый лед имеет круглую форму; диаметр „блинков" бывает различный, толщина — до 7—8 см. Обычно благодаря взаимному сталкиванию и трению по краям „блинков" располагаются небольшие валики тертого льда, а между ними в воде — ледяная каша (рис. 36). Блинчатый лед является характерным лишь в начале замер-

[1] См. прим. ред. на стр. 47. *(Прим. ред.)*

зания моря; в течение же холодного времени года встречается только у кромки льда, где наблюдается волнение.

Величина отдельных блинчатых образований зависит от величины зыби — чем меньше зыбь, тем диаметр их меньше, и наоборот.

Снежура образуется во время обильного выпадения снега на охлажденную поверхность моря с температурой ниже нуля. Имеет вид кашеобразной массы.

При сильных ветрах снежура образуется в небольшом

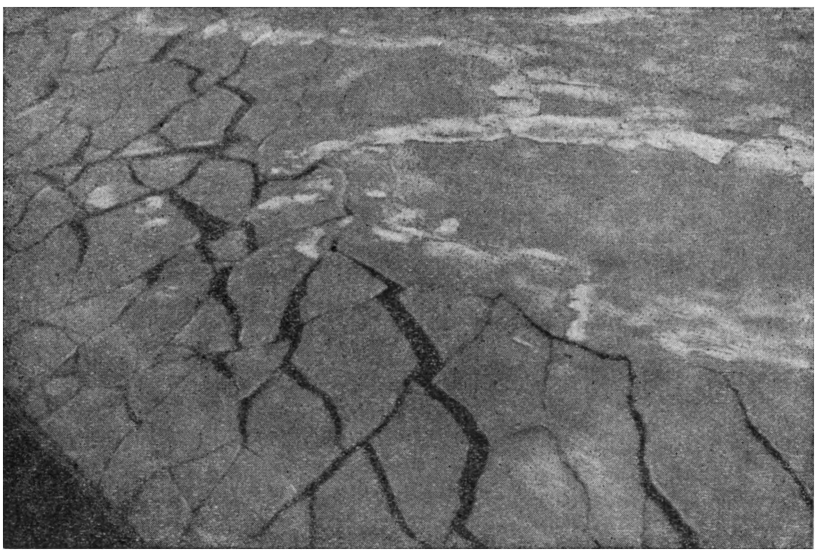

Рис. 38. Снежура.

количестве также в полыньях из снега, сдуваемого со льдин в воду. Обычно характеризуется неоднородной толщиной слоя, разрывными трещинами, а иногда и волнистыми складками. При спокойном смерзании принимает вид серых ниласов, при сжатии в полыньях участвует вместе с ледяной кашей в образовании сморозей. На рис. 38 изображена снежура, разрываемая волной, расходящейся от скул идущего корабля. Характерный снимок снежуры помещен также в „Альбоме ледовых образований", изд. ГУ УМС РККА, 1931 г.

Торосистые льды (рис. 39) первоначально образуются либо в результате взлома полей ровного льда и нагромождения обломков, либо в результате сжатия и смерзания битого льда. В первом случае внешний вид

торосистого льда представляет беспорядочно нагроможденные гряды изломанных кусков льда (торосы, ропаки), среди которых встречаются небольшие площади ровного льда. Во втором случае торосистый лед представляет собой сплошь нагроможденную изрытую поверхность, без ровных площадок, поэтому и носит иногда особое название — сморозь. При первичном торошении ровных льдов верхние части торосов состоят из обломков почти одинаковых по своим размерам, нижние же нагромождения, или подсовы, хотя и состоят из обломков одинаковой толщины, но по величине более разнообразны. При повторных разрушениях торосистых полей количество ровных площадок уменьшается, количество торосистых нагромождений как на поверхности, так и подо льдами возрастает.

Мощность торосистого льда колеблется в больших пределах, так как подводные нагромождения льда могут достигать нескольких десятков метров. В морях с дрейфующим льдом торосистый лед является преобладающим видом льда как по занимаемой площади моря, так и по общему объему льда. Торосистые льды появляются уже с образованием серых ниласов и завершают собой полное развитие ледяного покрова моря. Весной и летом, подвергаясь таянию, часть их исчезает, часть же остается и способна просуществовать в течение многих лет.

Сморозью (рис. 40) называется смерзшийся в сплошное поле битый лед, находившийся в момент смерзания или в разреженном или в сжатом состоянии. По внешнему виду сморозь напоминает торосистый лед, за исключением торосистых полей первичного торошения, на которых имеются ровные участки между торосами. На сморозях ровных участков нет. Мощность или толщина сморози зависит от того, из каких форм битого льда она образовалась. Кроме того, мощность сморози, образовавшейся из разреженного льда, меньше мощности сморози из сжатого битого льда. Особенно велика может быть мощность сморози, образовавшейся из льда, заполнявшего сильно сжатый съем (промежуток между полями). Такая сморозь обычно мощнее окружающих торосистых полей и не уступает им и в прочности. Сморози, как и торосистый лед, являются одним из преобладающих видов морских пловучих льдов. Сморози, образовавшиеся из больших масс тертого льда и ледяной каши, отличаются бугристой поверхностью с редкими обломками льдин; при таянии они сравнительно легко распадаются и не имеют на поверхности скоплений талой воды. Остальные сморози тают так же, как торосистый лед.

Легкоторосистые льды (рис. 41) отличаются сравнительно ровной поверхностью, иногда пересеченной невысокими бороздами торосов. Если слаботоросистый лед образовался из серого ниласа, то на поверхности его будут находиться лишь слабозаметные неровности, почти скрывающиеся под снегом. При значительном слое снега легкоторосистый лед часто кажется ровным, гладким полем. Однако мощность и толщина его резко отличаются от по-

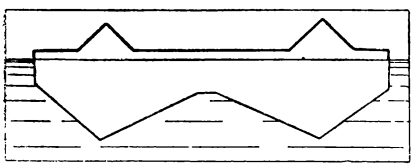

Рис. 39 Схема торосистого льда.

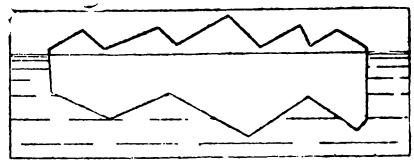

Рис. 40. Схема сморози.

следнего, так как подледные нагромождения, состоящие из подсовов, достигают значительной мощности. Такие же легкоторосистого характера льды получаются из сжатых ниласов и блинчатого льда, достигая значительной толщины при сравнительно ровной поверхности. Легкоторо-

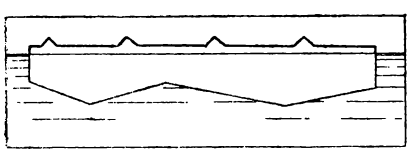

Рис. 41. Схема легкоторосистого льда.

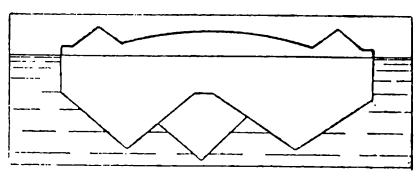

Рис. 42. Схема тяжелого торосистого льда.

систый лед в значительных количествах встречается в первой половине периода замерзания. Впоследствии, при сильных сжатиях, он превращается в более мощные торосистые образования.

Тяжелый торосистый лед (рис. 42). Лед, достигший в результате нагромождений наибольшей свойственной данному морю мощности, называется тяжелым торосистым льдом. Поверхность такого льда в большинстве случаев представляет беспорядочное нагромождение взломанного льда, среди которого редко встречаются отдельные небольшие площадки более или менее гладкого льда. Тяжелый торосистый лед образуется в период замерзания, когда

общий ледяной покров получил уже значительное развитие. Случающиеся в это время сильные штормы благоприятного румба прижимают лед к берегу, забивают им открытые заливы, бухты или губы; лед сильно уплотняется и торосится, достигая предельной своей мощности. Такой лед дальнейшим нагромождениям уже больше не подвергается. К началу таяния он отходит от берегов и, обламываясь с краев, постепенно разрушается.

В арктических морях тяжелый торосистый лед может просуществовать несколько лет; при этом благодаря таянию поверхность его несколько сглаживается и делается значительно ровнее, чем в первый год его образования. Верхние слои льда сильно опресняются, зимой слой сплошного промерзания увеличивается и смерзается бóльшая часть подсовов, благодаря чему крепость льда возрастает. Тяжелый торосистый лед обыкновенно встречается полями крупных размеров.

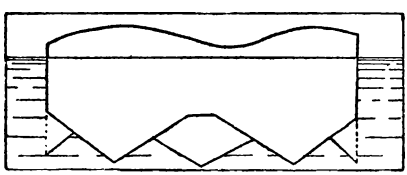

Рис. 43. Схема полярного пака.

Полярный пак (рис. 43). В Центральном полярном бассейне многолетний тяжелый торосистый лед достигает предельного развития и носит название полярного пака.

По наблюдениям Нансена на „Фраме", по наблюдениям дрейфующей станции „Северный полюс" и самолетов, летавших на полюс и совершавших посадку на льду, установлено, что на периферии Полярного бассейна, ближе к берегам и отмелям располагаются более битые и всторошенные льды, а в средней части преобладают большие поля. Они достигают огромных размеров, а поверхность их, будучи подвержена 2—3-летнему таянию, при отсутствии новых сжатий, сравнительно сглажена, слегка волниста и покрыта снегом, заполняющим провалы и низкие места. На стыках полей образуются высокие валообразные нагромождения торосов и тертого льда. Значительная часть пака ежегодно выносится из Полярного бассейна в Северноевропейское море через широкий пролив между Гренландией и Шпицбергеном, и только небольшая часть его тает на месте.

Припай — неподвижный лед, скрепленный с берегом или с прибрежными мелями и камнями. Образуется главным образом в заливах и бухтах, а также вдоль берега в открытой части моря, где ширина припая зависит от глубины. На отмелях и защищенных от напора

льдов частях берега припай может образоваться путем нормального замерзания и в этом случае состоит из ровного льда. В местах же, открытых напору льдов, припай обычно торосистый и набит до дна по всей отмели. В этих условиях припай образуется в начале периода замерзания и, как правило, удерживается на месте до начала таяния. В местах, где берега обрывистые, крутые, глубины большие и где действуют сильные приливы, припай носит временный характер, исключая, конечно, острова, шхеры и узкие проливы, где, несмотря на большие глубины, припай может удерживаться очень долго. При сильных напорах льда значительный по размерам торосистый припай может образоваться и около приглубых берегов; при благоприятных условиях он может простоять на месте в течение всей зимы, оставаясь скрепленным с неровностями берега. В морях, где действуют приливные течения, припай часто меняет свои размеры: увеличивается в квадратуры и уменьшается в сизигии. Летом припай обыкновенно отрывается от берега и уносится в море или тает на месте, хотя в отдельных случаях он может простоять все лето. Иногда припай не взламывается в течение многих лет.[1]

Стамухи — отдельные нагромождения льда на морских или прибрежных мелях. Основное отличие стамух от припая заключается в том, что стамухи не связаны с берегом, а находятся главным образом на отдельных морских мелях. Образуются стамухи, когда лед достигает такой толщины, что задевает мель; тогда при напорах льда возникают высокие нагромождения, остающиеся на месте в течение всей зимы, а в некоторых случаях сохраняющиеся даже несколько лет. В Белом море, где наблюдаются сильные приливные течения, часть стамух образуется во время отлива, часть их при приливе снова всплывает, бóльшая же часть остается на месте и держится в течение всей зимы.

Айсберги, или ледяные горы, строго говоря, нельзя рассматривать как составную часть ледяного покрова моря, так как происхождение их иного рода. Айсберги — это крупные обломки берегового глетчерного льда, отколовшиеся от ледников, спускающихся в море с арктических материков или островов. Обломки эти достигают больших размеров — до нескольких десятков метров над уровнем

[1] Часть припая, непосредственно примерзшая к берегу и не подвергающаяся никаким колебаниям, называется подошвой льда. Это совершенно неподвижная часть припая, в то время как остальная его часть, при отсутствии горизонтальных смещений, обнаруживает вертикальные колебания, соответствующие колебаниям уровня моря. *(Прим. ред.)*

моря и до 100 и более метров в глубину. Обыкновенные средние айсберги архипелага Земли Франца-Иосифа имеют углубление от 40 до 80 м, благодаря чему в прибрежных районах чаще всего сидят на мелях. Особого значения для ледяного покрова моря айсберги не имеют, за исключением тех случаев, когда айсберги благодаря собственному движению, вызываемому иногда течением нижележащего слоя воды, взламывают лед или же, сидя на мели, задерживают движение льда.

Приведенный обзор особенностей основных видов и форм морских льдов целесообразно дополнить кратким объяснением некоторых терминов и понятий, относящихся к состоянию ледяного покрова.

Кромка льда. Граница между льдами и чистой (открытой) водой называется кромкой льда. Отметим, что льды не всегда граничат с водой сплошной кромкой; иногда льды начинаются с весьма редких, мелких образований, постепенно сгущающихся, иногда тянутся полосами или отдельными скоплениями, а иногда лежат сплошной массой. В зимнее время у кромки льдов часто встречаются сало, шуга и нилас.[1]

Густота льда. Степень покрытия видимого горизонта моря пловучими льдами принято называть густотой пловучих льдов. Густоту льдов обозначают в баллах по 10-балльной системе, причем 0 обозначает совершенно свободную от льдов воду, а 10 — сплошное покрытие горизонта льдом. Кроме балловой оценки, густоту льдов иногда указывают словесно. Среди применяемых для этого терминов отметим: лед на расплавах — относится главным образом к битому льду в разреженном состоянии, однако при густоте не менее 5 баллов, и редкий лед, под которым разумеют и битый лед и поля густотой меньше 5 баллов.

Полыньями называют отдельные замкнутые участки чистой воды между льдами, главным образом среди полей; *разводьями* — соединяющиеся между собой пространства чистой воды между льдами, обычно образовавшиеся под влиянием приливо-отливных течений или ветров.

Съем[2] — промежуток между полями льда, заполненный битым льдом — разреженным, густым или сжатым. Съемы

---

[1] Зверобои-промышленники Белого моря для обозначения кромки льда пользуются специальным термином — рынчара (или рынчаг).

[2] Съем — слово поморское, употребляемое зверобоями-промышленниками в Белом море, но, ввиду важности определяемого этим словом понятия, оно может быть принято и для других морей. Происходит оно, повидимому, от старого слова с у ё м — сходка, стычка (см. у Даля).

при достаточном разрежении по преимуществу используются судами для прохода через ледяные поля.

Ледовый отблеск, или *„ледяное небо“* — характерное белесоватое отсвечивание на нижних слоях облаков над льдами, расположенными за границей видимости.

Ледяное небо особенно хорошо бывает заметно в темную облачную ночь, когда при хорошей прозрачности воздуха ледяной отблеск бывает виден миль за 20. Покрытые же снегом берега, когда еще на море нет льдов, в таких же условиях ночи иногда видны за 50—60 миль.

Водяное небо. В пасмурную или облачную погоду наличие воды среди льдов можно обнаружить по темным характерным пятнам на низких облаках над чистой водой — по так называемому „водяному небу“. Туман над близкими полыньями иногда кажется черного цвета. В ясную солнечную погоду или лунную ночь явлений водяного неба не наблюдается.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора 3
От автора . . 5
I. Образование льда в море 7
II. Свойства и особенности морского льда. 12
Соленость льда 12
Плотность льда 14
Температура льда 16
Снег на льду 18
Планктон во льду 21
Строение льда 22
Прочность и твердость льда 24
Цвет льда. 26
III. Таяние льда . 29
IV. Динамика ледяного покрова и его мощность. 45
Торошение льда . 48
Дрейф и разрежение льдов 60
Толщина льдов и их количество . 69
Измерение толщины льда 75
V. Подразделение морей по характеру ледового режима . . . 78
VI. Виды и формы льдов, их названия и особенности 81

Ответственный редактор *В. В. Тимонов.*

Технический редактор *Ю. А. Таубер.* Корректор *М. Т. Иванова.*

Сдано в набор 28/VII 1940 г. Подписано к печати 12/XI 1940 г.

Формат бум. 62×91$^{1}/_{16}$. Печ. лист. 6. Бум. л. 3. Уч.-авт. листов 5$^{3}/_{4}$.

152 000 тип. зн. в 1 бум. л. М28345. Тираж 5000. Инд. П-19 Зак. № 4811.

Типография № 2 „Ленпартиздата". Ленинград, Социалистическая, 14